

Uniwersytet Łódzki
Wydział Nauk Geograficznych
Kierunek: Geografia
Specjalność: Geoekologia z ekofizjografią

Małgorzata Frydrych

Numer albumu 297019

Rekonstrukcja zdarzeń zapisanych w osadach wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko

Reconstruction of the events recorded in the sediments of the cliffed coast
at the Jeziorsko reservoir

Praca magisterska napisana
w Katedrze Geografii Fizycznej
na seminarium i pod opieką naukową
dra hab. Zbigniewa Rdzanego, prof. nadzw. UŁ

Łódź 2014

Spis treści

1. Wstęp	3
1.1. Problematyka badawcza.....	3
1.2. Położenie badanych stanowisk	4
1.3. Znaczenie dotychczasowych badań w obrębie wybrzeża klifowego w geologii czwartorzędu i geomorfologii glacialnej dorzecza Warty	8
2. Materiały źródłowe i metody badań	10
2.1. Materiały źródłowe	10
2.2. Badania terenowe	10
2.3. Badania laboratoryjne i prace kameralne	13
3. Ogólna charakterystyka osadów i form w otoczeniu badanych stanowisk	17
3.1. Podłoże mezozoiczne	17
3.2. Osady kenozoiku starsze od zlodowacenia warty	20
3.3. Osady i formy zlodowacenia warty w świetle dotychczasowych badań	22
3.4. Osady i formy postwarciańskie	28
4. Analiza stanowisk badawczych	30
4.1. Siedlątków 1	30
4.2. Siedlątków 2	33
4.3. Siedlątków 3.....	37
4.4. Siedlątków 4	40
5. Rekonstrukcja ewolucji środowiska w trakcie zlodowacenia warty oraz w okresie postwarciańskim na podstawie literatury i przeprowadzonych badań ..	45
5.1. Okres transgresji lądolodu	45
5.2. Okres deglacjacji	57
5.3. Ślady przekształceń rzeźby w okresie postwarciańskim.....	63
6. Podsumowanie i wnioski końcowe.....	67
Literatura	74
Spis rysunków.....	81
Spis fotografii	82
Spis tabel.....	83
Załączniki.....	84

1. Wstęp

1.1. Problematyka badawcza

Celem nadrzędnym pracy jest przeprowadzenie rekonstrukcji zdarzeń, które zapisały się w osadach odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko w obrębie wybranych stanowisk badawczych. W ramach jego realizacji w pracy wyznaczono kilka celów głównych:

1. Przedstawienie obecnego stanu wiedzy w zakresie stratygrafii osadów odsłaniających się na wybrzeżu klifowym zbiornika Jeziorsko.
2. Zbadanie cech strukturalnych i teksturalnych osadów tworzących klif w wybranych stanowiskach badawczych w oparciu o studium przypadku.
3. Określenie cech transgresji i recesji lądolodu zlodowacenia warty na obszarze zbiornika Jeziorsko oraz panujących podczas niego warunków na podstawie istniejącej literatury oraz cech osadów odsłaniających się w klifie.
4. Określenie wpływu postwarciańskich procesów rzeźbotwórczych na obecny stan osadów i morfologię wybrzeża klifowego.
5. Identyfikacja współczesnych procesów morfogenetycznych zachodzących w obrębie klifu zbiornika Jeziorsko.

Realizacja celów głównych wymagała wyznaczenia szeregu celów szczegółowych oraz odrębnych zadań, które uwzględnione zostały w rozdziale 2. Przedmiotem badań w niniejszej pracy są zdarzenia, które odnotowały się w cechach strukturalnych i teksturalnych osadów odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko. Ich zapis stanowią typy i cechy osadów oraz tworzone przez nie formy i struktury, których rozpoznanie i geneza stanowią istotę badań. Rekonstrukcje zdarzeń przeprowadzono w obrębie wybranych stanowisk badawczych, które stanowią podmiot pracy. Dokładniejszej analizie metodą studium przypadku poddano cztery stanowiska w miejscowości Siedlątków na wschodnim brzegu zbiornika. Zostały one wybrane po uwzględnieniu reprezentatywności typów osadów odsłaniających się w klifie. Przy ich doborze kierowano się chęcią przeanalizowania możliwie najbardziej pełnego zestawu form i struktur występujących w odsłonięciu oraz możliwością zastosowania jak największego zestawu metod. Każde stanowisko stanowi indywidualny przypadek poddany analizie, jednak mają one również wiele cech wspólnych, pozwalających na odniesienie się do całości, jaką tworzą. Odsłaniające się w nich osady powstały zasadniczo podczas jednego piętra plejstocenu i w ujęciu zespołowym mogą przedstawiać dość kompletną budowę wysoczyzny. Niezależnie od studium kilku przypadków, uwzględniono

także szereg drugorzędnych stanowisk w obrębie wybrzeża klifowego, które poddano bardziej selektywnym badaniom. Metodologia badań opierała się więc na kombinacji studiów czterech stanowisk i badań rozproszonych. Indywidualne oraz całościowe rozpatrywanie przypadków pozwoli na identyfikację procesów oraz warunków, które doprowadziły do ich powstania i zrekonstruowanie zdarzeń zachodzących na obszarze zbiornika Jeziorsko.

W ramach pracy postawiono następujące hipotezy badawcze:

1. W osadach odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko odnotowały się dowody na oscylacyjny charakter lądolodu warciańskiego w czasie jego recesji.
2. Znaczący wpływ na wykształcenie obecnego stanu osadów tworzących odsłonięcie miały procesy ekstremalne.

1.2. Położenie badanych stanowisk

Analizowane w pracy stanowiska badawcze znajdują się na wschodnim wybrzeżu zbiornika retencyjnego Jeziorsko. Na potrzeby zrekonstruowania historii geologicznej konieczne będzie dokładniejsze zapoznanie się z nieco szerszym terenem, dlatego w niektórych rozdziałach opisywany obszar wykraczać będzie poza strefę brzegową. Przybliżony teren poddany analizie przeglądowej przedstawiony został na rysunku 2.

Według fizycznogeograficznego podziału Polski (Kondracki 2001) zbiornik znajduje się w obrębie: prowincji Niż Środkowopolski (31), podprowincji Niziny Środkowopolskie (318), makroregionie Nizina Południowowielkopolska (318.1), a dokładniej w północnej części mezoregionu Kotliny Sieradzkiej (318.18) (rys.1).

Odcinek przełomowy doliny Warty w okolicy miejscowości Siedlątków stanowi południową granicę basenu uniejowskiego, który wyróżnia się pod względem budowy geologicznej i rzeźby terenu. Stanowi on znacznie rozszerzony odcinek doliny Warty w jej środkowym biegu (Klatkova, Załoba 1991, Dzieduszyńska, Kittel 2012).

Pod względem geomorfologicznym, według podziału S. Gilewskiej (1986) badany obszar leży na terenie Kotliny Sieradzkiej (AV.a.6), która wchodzi w obręb Niziny Południowowielkopolskiej (AV.a), a ta z kolei należy do Nizin Środkowopolskich (AV).

Zbiornik retencyjny Jeziorsko położony jest na granicy województwa łódzkiego (powiat sieradzki i poddębicki) oraz wielkopolskiego (powiat turecki), na terenie gmin Warta, Pęczniew i Dobra.

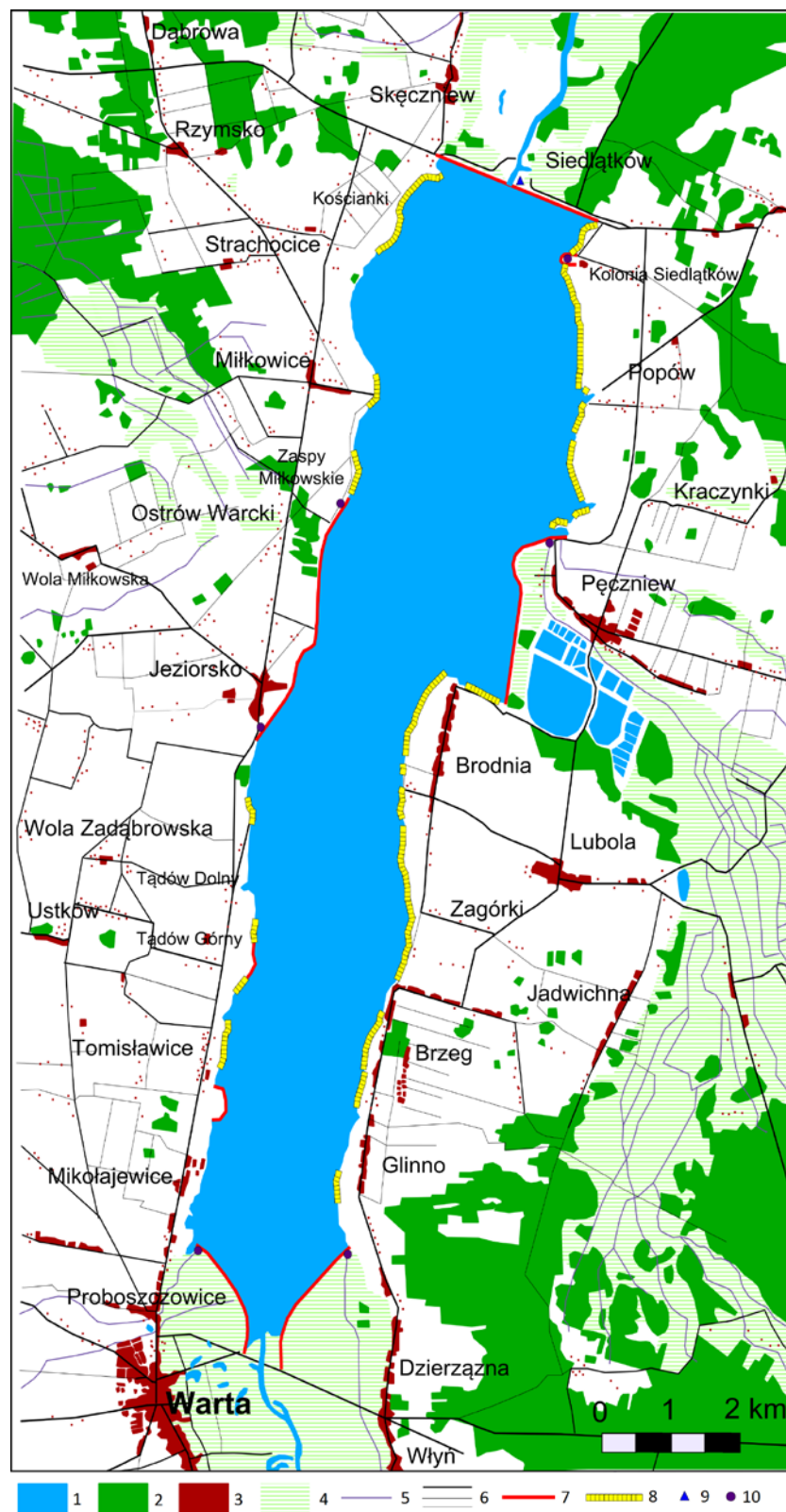


Rys. 1. Położenie zbiornika Jeziorsko na tle podziału fizycznogeograficznego Polski
Źródło: opracowanie własne na podstawie fragmentu mapy J. Kondrackiego (2001)

Prace terenowe przeprowadzono na wschodnim wybrzeżu zbiornika Jeziorsko w miejscowościach: Siedlątków, Popów i Brodnia. Dokładniejszym badaniom i analizie typu studium przypadku poddano cztery stanowiska badawcze w Siedlątkowie, których lokalizację przedstawia rysunek 2. Stanowiska posiadają następujące współrzędne geograficzne:

- Siedlątków 1 - 51° 50' 50.1'' N, 18° 42' 54.6'' E
- Siedlątków 2 - 51° 50' 48.9'' N, 18° 42' 55.3'' E
- Siedlątków 3 - 51° 50' 46.1'' N, 18° 42' 56.8'' E
- Siedlątków 4 - 51° 50' 42.4'' N, 18° 42' 59.4'' E

Budowa zbiornika rozpoczęła się w 1975 roku i trwała do 1992 roku, kiedy to zakończono jego napelnianie. Całość inwestycji ukończono w 1995 roku. Zbiornik powstał na skutek spiętrzenia wód w środkowym odcinku doliny Warty. Rozciąga się od 484,4 km jej biegu, gdzie znajduje się zapora czołowa, do 504 km w mieście Warta.

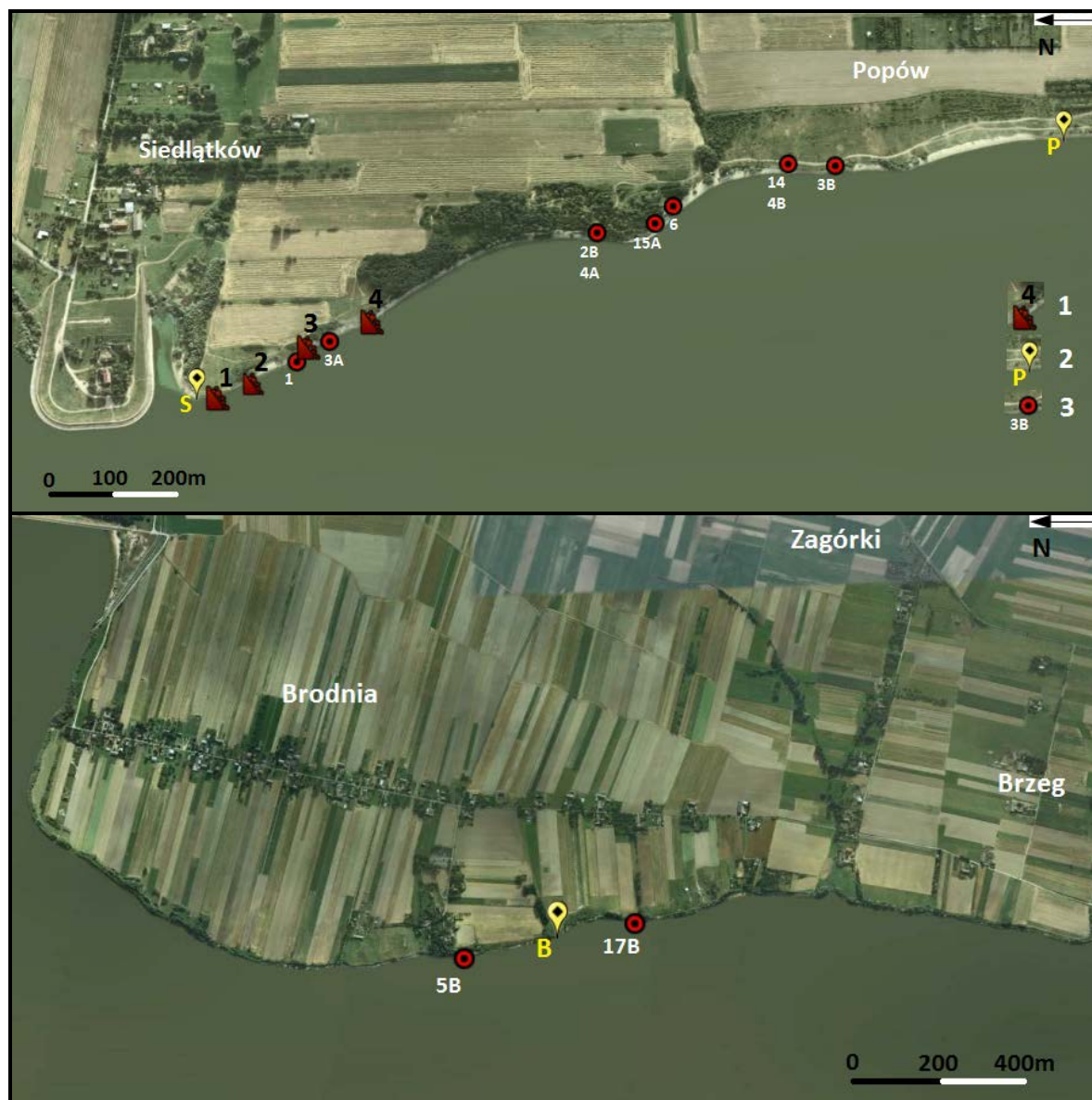


Rys. 2. Mapa topograficzna okolic zbiornika retencyjnego Jeziorsko

Źródło: opracowanie własne na podstawie: mapa topograficzna 1: 50 000, układ 1992, arkusz Dobra i Warta, Banach, Grobelska (2003), Szewczyk (2007)

- 1 - wody powierzchniowe, 2 – lasy, 3 – tereny zabudowane, 4 - łąki i podmokłości, 5 – naturalne i sztuczne ciek wodne, 6 – drogi, 7 – zapory i umocnienia brzegu, 8 – wybrzeże klifowe, 9 - elektrownie wodne, 10 – pompownie

Wybudowanie zapory w Skęczniewie spowodowało zamknięcie zlewni o powierzchni 9021,8 km² i utworzenie zbiornika o pojemności 202,8 mln m³ i powierzchni 42,3 km², przy maksymalnym stanie piętrzenia (Orłowski 1999).



Rys. 3. Mapa dokumentacyjna obszaru badań w miejscowościach Siedlątków, Popów i Brodnia.

Źródło: Opracowanie własne na podstawie pomiarów GPS oraz ortofotomapy (2009)
z serwerów Google (licencja Open Source)

1 – lokalizacja stanowisk badawczych i odpowiadające im numery, 2 – miejsca pomiarów orientacji dłuższych osi klastów (S – Siedlątków, P – Popów, B – Brodnia), 3 – miejsca wykonania fotografii (oznaczenie na rysunku odpowiada numeracji w pracy)

Analizowane stanowiska znajdują się w obrębie wybrzeża klifowego (rys. 2), którego suma długości poszczególnych odcinków wynosi 17 km. Stanowi to 38,4% linii brzegowej zbiornika, która przy maksymalnym stanie piętrzenia równa się 44,3 km. Znacznie większy udział klifów widoczny jest na prawym brzegu, gdzie osiąga 50,9% (11,9 km), natomiast na

lewym jedynie 24,4% (5,1 km). Znaczny udział w linii brzegowej posiadają sztuczne umocnienia i zapory (35,2%). Najdłuższy, nieprzerwany odcinek abrazyjny o długości 0,8 km występuje w Siedlątkowie, a jego średnia wysokość wynosi 4,4 m (maksymalnie 10,1 m). Kolejny fragment wybrzeża klifowego, rozdzielonego fragmentami brzegu akumulacyjnego, ciągnie się wzdłuż miejscowości Brodnia na odcinku 2,1 km. Jego wysokość waha się od 0,6 m do 7,6 m. Znacznie niższe klify występują w miejscowości Brzeg i Glinno (poniżej 1m) oraz na lewym brzegu zbiornika, w okolicy Kościanek, Zasp Miłkowskich, Tądowa Górnego i Tomisławic (poniżej 2 m) (Banach, Grobelska 2003).

1.3. Znaczenie dotychczasowych badań w obrębie klifu w geologii czwartorzędu i geomorfologii glacialnej dorzecza Warty

Wybrzeże klifowe zbiornika Jeziorsko jest ewenementem w Polsce środkowej, w której niewiele jest ogólnodostępnych odsłoneń o takiej skali. Z powodu znacznej różnorodności osadów oraz obecnych w nich struktur geologicznych klif w miejscowości Siedlątków uznano za geostanowisko i uwzględniono na mapie: *Obiekty geoturystyczne regionu łódzkiego*. Pierwsze dokładne badania geologiczne na obszarze badań zostały podjęte przed wybudowaniem zbiornika retencyjnego Jeziorsko w celu opracowania dokumentacji geologiczno-inżynierskiej i rozpoczęły się w 1985 r. (Buraczyński 1986). Pierwszą próbę rekonstrukcji profilu osadów oraz ewolucji rzeźby obszaru badań podjął Z. Żyndul (1987). W tym samym czasie obszar został objęty badaniami poprzedzającymi sporządzenie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, Arkusz Warta przez H. Klatkową i M. Załobę (1990), które kontynuowane były podczas przygotowania Arkusza Dobra (Czyż i in. 2004). Od początku powstania odsłoneń wybrzeże klifowe zbiornika stało się poligonem badawczym wielu geologów i geomorfologów. Realizowano w jego obrębie zagadnienia paleogeograficzne, w tym zlodowacenia warty i rozwoju doliny Warty. Prowadzono badania osadów glacialnych, stokowych oraz fluwialnych oraz deformacji glacitektonicznych. Szczegółowe badania w obrębie klifu prowadzili: H. Klatkowa, M. Załoba (1991, 1992), H. Klatkowa (1992, 1993, 1996), M. Załoba (1992, 1993, 1996), M. Załoba, P. Czubła (1994, 1995), M. Załoba, J. Kamiński (1999), P. Czubła (2001), J. Forysiak (2002), J. Twardy (2002), J. Twardy, J. Forysiak (2002), M. Widera i in. (2003), M. Banach, H. Grobelska (2003), J. Forysiak (2005), J. Czyż i in. (2008), L. Czarniecki, J. Goździk (2008), J. Twardy (2008), Z. Rdzany (2008, 2009), M. Widera, W. Włodarski (2009), H. Kaczmarek,

S. Tyszkowski (2009), H. Kaczmarek (2010a, 2010b). Dokładny przegląd literatury dotyczący znaczenia dotychczasowych badań w obrębie klifu i na obszarach sąsiednich w geologii czwartorzędu i geomorfologii glacialnej dorzecza Warty został przedstawiony przez autorkę (2013) w notatce naukowej „*Wybrzeże klifowe zbiornika Jeziorsko i jego znaczenie w badaniach geomorfologicznych i paleogeograficznych*”, która została dołączona jako załącznik do pracy.

2. Metody badań

2.1. Materiały źródłowe

Podczas pisania pracy przeanalizowano wszystkie dostępne publikacje o tematyce geologicznej, geomorfologicznej oraz paleogeograficznej, które prezentowały badania lub obserwacje w obrębie strefy brzegowej zbiornika Jeziorsko. Informacje z zakresu metodologii badań, sedimentologii, charakterystyki osadów na analizowanym obszarze, paleogeografii glacialnej itp. czerpano z podręczników akademickich, materiałów konferencyjnych, artykułów zamieszczonych w takich czasopismach jak: *Folia Geographica Physica*, *Acta Geographica Lodziensia*, *Biuletyn Uniejowski*, *Landform Analysis*, *Przegląd Geologiczny*, *Biuletyn Polskiego Instytutu Geologicznego*, *Geomorphologia Slovaca et Bohemia*, *Przegląd Geograficzny*, *Journal of Glaciology* i *Geologos*. Znaczną część informacji otrzymano analizując materiały kartograficzne w tym: Szczegółową Mapę Geologiczną 1:50 000, Arkusz Warta i Dobra, mapę topograficzną 1:50 000 w układzie 1992, arkusze Warta i Dobra, podział Polski na regiony fizycznogeograficzne wg Kondrackiego (2001) oraz mapy i szkice zawarte w publikacjach naukowych: szkic geomorfologiczny (Forysiak 2005), szkic podłoża czwartorzędu i kenozoiku (Klatkova, Załoba 1991, Załoba 1992), mapę typów wybrzeża zbiornika Jeziorsko (Banach, Grobelska 2003), zasięgów zlodowaceń oraz modele paleogeograficzne (Rdzany 2009). Dokładniejsze informacje o osadach otoczenia zbiornika pozyskano analizując profile geologiczne. Wymienione materiały kartograficzne oraz publikacje zostały przedstawione w spisie literatury na końcu opracowania.

2.2. Badania terenowe

Badania w obrębie wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko zostały przeprowadzone na zasadzie wielokrotnego studium przypadku. Prace terenowe przeprowadzono w czterech stanowiskach w miejscowości Siedlątków, które zostały wybrane zarówno ze względu na podobieństwo części odsłaniających się osadów umożliwiających ich korelacje jak i obecność form lub struktur wyróżniających się. Zostały one uzupełnione o selektywne badania przeprowadzone wzdłuż klifu w miejscowości Siedlątków, Popów i Brodnia. Prace terenowe zostały wykonane po dokładnym zapoznaniu się z istniejącą literaturą oraz materiałami kartograficznymi z terenu zbiornika oraz obszarów sąsiednich. Obejmowały one głównie rozpoznanie typów osadów, ich rozmieszczenie, analizę ciągłości warstw, struktur sedimentacyjnych i postsedimentacyjnych oraz interpretację deformacji. W trakcie badań terenowych sporządzono dokumentację terenową obejmującą opis stanowisk, rysunki

i fotografie. Rejestrowane były cechy litologiczne osadów, fakty stratygraficzne i tektoniczne, wyniki pomiarów elementów kierunkowych, w tym osi klastów oraz współcześnie zachodzące procesy geologiczne (Labus 2003). Wszystkie fotografie zamieszczone w pracy zostały wykonane przez autorkę. Lokalizacja niektórych z nich przedstawiona jest na mapie dokumentacyjnej (rys. 2). W celu przeprowadzenia analiz laboratoryjnych z odsłonięcia pobrano próbki punktowe. W wybranych stanowiskach badawczych, które poddano dokładniejszej analizie autorka przeprowadziła dokładniejsze opróbowanie obejmujące wszystkie rozpoznane osady. Dodatkowo pobrano również próbki osadów poza analizowanymi stanowiskami z różnych osadów występujących w klifie. Próbki zostały oznaczone a ich lokalizacja odnotowana na mapie i szkicach. W sumie z osadów odsłonięcia pobrano ok. 120 próbek. Pomiary miąższości warstw w celu sporządzenia profilu autorka wykonała za pomocą taśmy mierniczej oraz dalmierza Bosch GLM Prof. 250VF. Przy użyciu busoli geologicznej Freiberg pomierzono azymuty ścian odsłonięcia. Współrzędne geograficzne analizowanych stanowisk zostały zarejestrowane pomiarem GPS (urządzenie Garmin GSMAP 60CSx). Odnotowanie dokładnej lokalizacji stanowisk ważne jest ze względu na znaczną dynamikę klifu. Formy i struktury widoczne w odsłonięciu ulegają zmianie podczas jego cofania, dlatego późniejsze zlokalizowanie stanowisk i miejsc wykonania fotografii bez danych GPS może być trudne.

W celu określenia dynamiki przepływu w korytach erozyjnych, których śladem są osady gruboziarniste, przeprowadzono analizę największych klastów opartą na wskaźniku maksymalna średnica ziaren (MPS – Maximum Particle Size). Termin MPS został wprowadzony prawdopodobnie przez B. Bluck'a (1967). Metoda ta opiera się na założeniu, że średnica największych ziaren występujących w osadzie odpowiada naprężeniu ścinającemu prądu wodnego na dno, a co za tym idzie pozwala określić energię środowiska, w którym deponowany był badany osad. Polega na pomiarzeniu w terenie, w obrębie jednej ławicy, średniej osi „b” dziesięciu największych klastów, a następnie przeprowadzeniu analizy statystycznej. (Nemec, Muszyński 1984, Zieliński, Lewandowski 1990, Brodzikowski 1992). Obok tego wymiaru w literaturze pojawia się również pojęcie Mean Maximum Particle Size (MMPS), którego pomiar różni się tym, że mierzona jest oś długa „a” klastów w strefie nie większej niż 2 metry od punktu obserwacji (Williams i in. 1998). Wartości te stosuje się w celu oceny energii środowiska depozycyjnego, obliczenia korelacji pomiędzy MPS a grubością warstwy oraz w celach porównawczych. Przez wielu autorów MPS uznana jest za jeden z lepszych wskaźników kompetencji przepływu (Maizels 1983 vide Brodzikowski 1992), który nie stał się jednak popularny w badaniach w Polsce. Pomiar maksymalnej bądź

średniej średnicy ziaren silnie osadzonych w ścianie klifu byłby w tym wypadku trudny do przeprowadzenia, dlatego autorka przyjęła pewną modyfikację i pomierzyła maksymalne średnice klastów widoczne w odsłonięciu, na podstawie których dokonała dalszych obliczeń.

W miejscach skośnego ułożenia warstw osadów za pomocą busoli geologicznej i klinometru wykonano pomiary azymutów kierunków ich zapadania oraz upadów.

Kolejną metodą zastosowaną podczas badań terenowych był pomiar orientacji i inklinacji długich osi klastów w glinie lodowcowej. Stosuje się ją w celu stwierdzenia lokalnego kierunku napływu mas lodowcowych, na podstawie założenia, że dłuższe osie głazików ustawiają się zgodnie z jego kierunkiem ruchu. Prekursorem tej metody był K. Richter (1936), z czasem została ona zmodyfikowana, ale nie ustalono jednego obowiązującego sposobu jej przeprowadzania. Wciąż toczą się dyskusje o sposobie doboru głazików oraz minimalnej próbie, którą można uznać za reprezentatywną. Jest również stosowana w celu rozróżnienia facji glin lodowcowych. Gliny subglacialne (*lodgement till*) charakteryzują się dużą koncentracją ułożenia dłuższych osi klastów zgodnie z kierunkiem ruchu lodowca. W typie *melt-out till* również zaznacza się znaczne uporządkowanie, natomiast w glinach spływowych (*flow till*) odnotowuje się dyspersję orientacji lub koncentrację zgodną z kierunkiem lokalnych spływów (Klatkova 1992). Według W. Niewiarowskiego (1971) możliwe jest również stwierdzenie na ich podstawie typu deglacji, ponieważ z wytapiania brył martwego lodu głaziki mogą nie wykazywać kierunkowości. Jego zdaniem duża dyspersja kierunków w glinie ablacyjnej przy znacznej koncentracji w glinie bazalnej może być wyznacznikiem deglacji arealnej. Analiza orientacji dłuższych osi głazików w odsłonięciu klifu została przeprowadzona w trzech stanowiskach: Siedlątków, Popów i Brodnia. W każdym z nich pomierzono 50 klastów, odnotowując azymut osi długiej „a”, jej upad oraz kierunek zapadania. Analizie podlegały jedynie klasty w przedziale wielkości 2-10 cm oraz w których relacja długich osi „a” do osi „b” wynosiła minimum 3:2. Odrzucono również głaziki, których kąt nachylenia przekraczał 40°, ponieważ uznawane bywają za niemiarodajne (Klatkova 1992). Orientację oraz inklinację głazików zmierzono za pomocą klinometru i busoli geologicznej typu Freiberg. Pomiary dokonywano jedynie w miejscach pozbawionych widocznych śladów deformacji postsedymentacyjnych, które zafałszowałyby wyniki analizy. Za Rutkowskim (1995) przyjęto zasadę pomiaru poniżej 2 m od powierzchni terenu w celu uniknięcia błędów związanego z przemieszczeniami głazików podczas przemierzania gruntu.

W stanowiskach, w których występowały rocznie laminowane osady warwowe podjęto próbę oszacowania czasu istnienia zbiornika zastoiskowego, w którym zostały

zdeponowane. W tym celu oparto się na metodzie geochronologicznej G. De Geera (1926). Na taśmie przymocowanej do ściany odsłonięcia zaznaczano kolejne roczne warstwy oraz ich grubość, a następnie je zliczano (Klaczyńska-Przyjemska 1973). Niestety pomiar taki udało się wykonać częściowo jedynie dla jednego stanowiska, ponieważ w pozostałych uniemożliwił to trudny dostęp do górnej partii odsłonięcia lub obecność zaburzeń postsedymencyjnych, które przerwały ciągłość warstw i zaburzyły ich przebieg. W miejscach trudno dostępnych, w których miąższość kolejnych warw była bardzo zbliżona, czas trwania sedymentacji oszacowano na podstawie średniej grubości jednorocznej warwy i miąższości całej warstwy osadów. Dokładniejszy opis każdego pomiaru został przedstawiony w opisie konkretnych stanowisk.

2.3. Badania laboratoryjne i prace kameralne

Próbki osadów pobrane z odsłonieć zostały oczyszczone z zanieczyszczeń organicznych przy pomocy perhydrolu, silnie zabrudzone próbki ponadto gotowane były w 10-procentowym kwasie solnym. Następnie płukane były na sicie o wielkości oczek 0,046 mm w celu usunięcia części frakcji pyłowej. Po osuszeniu próbki osad przesiewany był przez sita 0,5 mm, 0,8 mm oraz 1,0 mm, w celu wyodrębnienia ziaren do analizy morfoskopowej.

W celu ustalenia stopnia obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu, który jest ważnym wskaźnikiem warunków transportu osadów, wykonana została analiza morfoskopowa A. Cailleux (1942) zmodyfikowana przez J. Goździka (1980). Analizie poddano ziarna frakcji 0,8-1,0 mm, a w sytuacji jej braku – 0,5-0,8 mm. Obserwacje przeprowadzono pod mikroskopem stereoskopowym. Wielkość badanej próby mieściła się w granicach 80-120 ziarn. Przyjmując za J. Goździkiem (1980) wyróżniono 4 typy ziarn: okrągłe matowe RM, które charakterystyczne są dla środowiska eolicznego, obtoczone błyszczące EL, będące wyznacznikiem modyfikacji w środowisku wysokoenergetycznym wodnym, pośrednie EM oraz nieobrobione NU (Kenig 2009). Dodatkowo wyróżniony został podtyp ziarn pękniętych C, który może stanowić wskaźnik interpretacyjny warunków klimatycznych, warunków transportu oraz środowiska sedymencyjnego osadów. Obtoczenie i zmatowienie powierzchni ziarn kwarcowych ma duże znaczenie w interpretacji genetycznej i stratygraficznej osadów. Niestety dość dużą wadą tej metody jest znaczny subiektywizm w ocenie ziaren, dlatego czasem trudno porównać jej wyniki uzyskane przez różnych autorów (Goździk 1980, Mycielska-Dowgiałło, Woronko 2001, Woronko 2001).

Zaokrąglenie ziarn zostało określone przez porównanie z sylwetkami wzorcowymi zaproponowanymi przez W.C. Krumbeina (1941) i M.C. Powersa (1953). W skali W. C. Krumbeina wyróżnionych zostało 9 klas, a zaokrąglenie zmienia się w postępie arytmetycznym w przedziale od 0,1 do 0,9. M.C. Powers wyróżnił jedynie 6 klas, w których stopień zaokrąglenia ziarna zmienia się w postępie geometrycznym. Iloczyn kolejnych wyrazów w tym ciągu wynosi 0,7, dlatego skala ta lepiej różnicuje ziarna o słabszej obróbce (Goździk 1980). Analizę zaokrąglenia wykonano dla tych samych ziarn kwarcu co analizę morfoskopową.

Wszystkie pobrane próbki poddano analizie przybliżonej zawartości węglanu wapnia. Określono ją stosując uproszczoną metodę Scheiblera, polegającą na określeniu stopnia burzenia osadu wystawionego na działalność 10% HCL. Przyjęto skalę: brak burzenia - <1% CaCO₃, słabe burzenie – 1-3%, silne, krótkie burzenie – 3-5%, silne, długie burzenie - >5%. Dla wybranych stanowisk przeprowadzono dokładną analizę zawartości CaCO₃ za pomocą aparatu Scheiblera. Najpierw próbki zostały roztarte w moździerzu w celu rozbicia agregatów. Następnie odważona została z nich naważka o wadze mieszczącej się w granicach 1-10 g. Do banieczki z bocznym otworem w aparacie Scheiblera wlewo 10% HCL, który po wyrównaniu poziomu płynu w obu rurkach aparatu, wylewany był na próbkę osadu. Objętość wydzielonego CO₂ została odczytana jako różnica między wartością końcową a początkową, po całkowitym ustaniu burzenia i ponownym wyrównaniu poziomu w obu rurkach. Podczas przeprowadzania analizy odnotowywano z przyrządów pomiarowych obecnych w laboratorium temperaturę oraz ciśnienie barometryczne w nim panujące. Następnie odczytano z tabel odpowiednią masę CaCO₃ (mg/cm³), z której w danej temperaturze i ciśnieniu wywiązuje się 1 cm³ CO₂. W celu obliczenia procentowej zawartości węglanu wapnia otrzymane wartości podstawiono do wzoru (Białousz, Skłodowski 2007):

$$x = \frac{Q \cdot a}{q \cdot 1000} \cdot 100$$

Gdzie: Q – ilość cm³ wywiązanego CO₂

q – masa wysuszonej próbki osadu użyta w badaniu (g)

a – wartość odczytana z tablic po określeniu temperatury i ciśnienia (mg/cm³)

Dla wybranych stanowisk powstały profile przedstawiające fragmenty odsłonięcia i ukazujące litologię oraz strukturę osadów. Zostały one wykonane w programie Inkscape 0.48 na podstawie dokumentacji zdjęciowej i pomiarów przeprowadzonych w terenie.

W opisie profili i zdjęć zastosowano symbole teksturalne i strukturalne kodu litofacjalnego T. Zielińskiego i M. Pisarskiej-Jamroży (2012) oraz autorki. Oznaczenia stosowane w dalszej części pracy przedstawia tabela 1. Zdjęcia zostały opisane przy użyciu programu GIMP 2.8.

Wyniki analizy morfoskopowej zostały poddane analizie statystycznej i zaprezentowane na wykresach skumulowanych sporządzonych w programie Microsoft Excel oraz diagramach stężeń Gibbsa opracowanych w programie Grapher 10, a następnie poddane analizie. Podobnie opracowano wyniki analizy zaokrąglenia ziaren metodą Krumbeina (1941) i Powersa (1953) oraz analizę zawartości węglanu wapnia i przedstawiono je na wykresach liniowych przygotowanych za pomocą programu Microsoft Excel. Wykresy sporządzone dla analizowanych szczegółowo stanowisk zostały zaprezentowane łącznie z profilami litologicznymi ukazującymi miejsca pobrania próbek.

Symbole teksturalne	Typ osadów klastycznych	Symbole strukturalne	Struktura osadów klastycznych
BG	Głazy żwirowe	m	Struktura masywna
G	Żwir	h	Warstwowanie poziome
GS	Żwir piaszczysty	v	Rytm warwowy
S	Piasek	d	Struktura zaburzona
SG	Piasek żwirowy	p	Pseudo-warstwowanie
SF	Piasek pyłowo-iłowy		
F	Mulek / ił		
FS	Muł piaszczysty		
D	Diamikton		
PC	Wytrącenia węglanowe		

Tab. 1. Symbole teksturalne i strukturalne kodu litofacjalnego wg T. Zielińskiego i M. Pisarskiej-Jamroży (2012) oraz autorki zastosowane w pracy

Z pomiarów maksymalnych średnic ziaren widocznych w odsłonięciu w warstwach gruboziarnistego osadu obliczono średnią arytmetyczną (\bar{x}) ich wielkości oraz odchylenie standardowe (s). Następnie z diagramu Hjulströma (1935) w modyfikacji Sundborga (1956) odczytano szacunkową wartość prędkości przepływu potrzebną do uruchomienia określonej wielkości ziaren. Obliczono również maksymalną prędkość przepływu ze wzoru (Nemec, Muszyński 1984, Khan, Tewari 2011):

$$V_{\max} = 9 (d)^{0.50}$$

Gdzie: V_{\max} – maksymalna prędkość przepływu

d – maksymalna średnica ziaren

Wyniki badań pomiarów orientacji dłuższych osi gładzików przedstawiono za pomocą projekcji stereograficznej w programie StereoNet 7 (Allmendinger i in. 2011). Rozkład orientacji klastów oraz ich inklinację zaprezentowano na diagramach rozetowych i konturowych. Następnie obliczono i zaznaczono na wykresach średni azymut oraz obliczono wektor wypadkowy (MLV) i wektory S_1 i S_3 , w celu określenia stopnia uporządkowania klastów (Salamon 2012). Procentowy udział wielkości upadów zaprezentowano na histogramach w przedziałach, co dziesięć stopni, z wyjątkiem pierwszego, obejmującego gładziki położone horyzontalnie lub nachylone do wartości 1° .

Otrzymane wartości mają wymiar szacunkowy, ponieważ niemożliwe jest określenie maksymalnych rozmiarów klastów jakie występowały w osadzie, a obliczenia opierają się jedynie na tych obecnie widocznych w odsłonięciu. Dlatego wyniki mogą być z tego powodu znacznie zaniżone. Z kolei na ich zawyżenie wpływać może fakt dominacji wśród największych gładzów lokalnych skał marglistych bądź wapiennych, które z pewnością były znacznie łatwiej transportowane od skał krystalicznych. Taka dokładność wystarczy jednak do określenia dynamiki środowiska akumulacji badanych osadów.

Mapy zaprezentowane w pracy zostały przygotowane w programie Quantum GIS 1.8.0, poprzez nadanie georeferencji przy użyciu wtyczki Georeferencer i nałożenie warstw rastrowych, a następnie ich digitalizacji. Do wykonania map posłużyły materiały kartograficzne przedstawione w podrozdziale 2.1 oraz dane uzyskane z Open Layers (wtyczka do Quantum GIS). Mapkę lokalizacji stanowisk badawczych utworzono w programie Google Earth przy wykorzystaniu ortofotomapy (2009) udostępnionej zgodnie z licencją Open Source, poprzez zestawienie pomiarów GPS. Ostateczne wykończenie rysunków przeprowadzono w programie Inkscape 0.48.

3. Ogólna charakterystyka osadów i form w otoczeniu badanych stanowisk

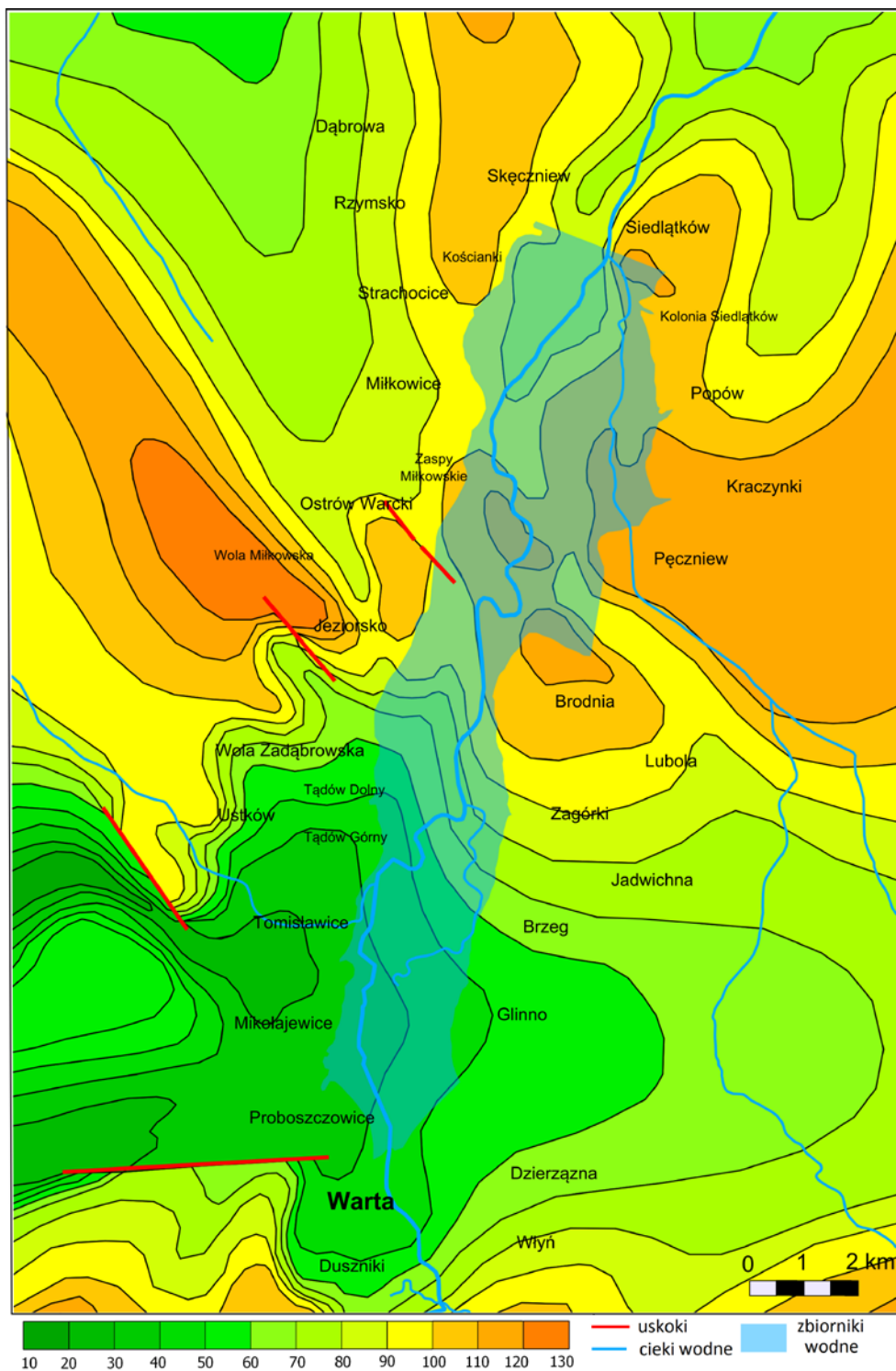
3.1. Podłoże mezozoiczne

Zbiornik retencyjny Jeziorsko położony jest w zachodnim skrzydle środkowego odcinka niecki mogileńsko-lódzkiej, we fragmencie określanym jako blok Gniezno-Łask (Dadlez, Marek 1974), który utworzony został w miejscu elementu paleotektonicznego o założeniu waryscyjskim. Jednostka ta charakteryzuje się słabą tektoniką salinarną oraz regionalną redukcją osadów dolnej i środkowej jury oraz dolnej kredy. Dzisiejszy obraz strukturalny opisywanego terenu ukształtował się na przełomie mezozoiku i kenozoiku, gdy tendencja ruchów pionowych uległa odwróceniu (Marek 1977).

Strop mezozoiku tworzą osady mastrychtu, najwyższego piętra kredy górnej. Utwory z tego okresu reprezentowane są przez wapienie, miejscami gezy, ale przeważnie piaszczyste bądź ilaste margle szare i białoszare. Powstały one w morskiej facji węglanowo-marglistej. Odsłonięte zostały na przełomie kredy i paleogenu na skutek ruchów wznoszących podczas laramijskiej fazy alpejskiej (Klatkova, Załoba 1992, Czyż i in. 2008). Strop kredy ma charakter erozyjny, a osady go budujące są silnie spękane. Miejscami tworzą grubą warstwę rumoszu skalnego, co mogło ułatwić erodowanie podłoża przez lądolód i wody fluwioglacjalne (Buraczyński 1986, Rdzany 2009, Rdzany i in. 2013).

Próbę rekonstrukcji podłoża kenozoiku przeprowadzili Klatkova i Załoba (1992) na podstawie wierceń oraz interpolacji. Stwierdzili, że strop utworów mezozoicznych rejonu zbiornika jest urozmaicony, a jego wysokość waha się od ok. 40 m n.p.m. do ponad 110 m n.p.m. (rys. 4). Podczas budowy zapory czołowej zbiornika miejscowo na podłoże mezozoiczne natrafiono na ok. 4-5 m pod powierzchnią terenu. W rejonie jej lewego przyczółka strop mezozoiku znajduje się na wysokości 92-110 m n.p.m., a w rejonie prawego na 104-115 m n.p.m. (Buraczyński 1986). W środkowej części zbiornika, w miejscowości Pęczniew widoczna jest asymetria doliny. Podłoże mezozoiczne na prawym brzegu doliny wznosi się na wysokość powyżej 110 m n.p.m., a na lewym leży na rzędnej 80-90 m n.p.m. (Żyndul 1987). Największe wysokości powierzchni podkenozoicznej występują w obrębie garbu mezozoicznego, który rozciąga się z kierunku NW ku SE, czyli zgodnym z biegiem uskoku ukazanych na rysunku 4 po zachodniej stronie doliny Warty. Ma on postać zrębu, który obniża się schodowo w kierunku południowym. W najbliższej okolicy zbiornika kulminacja stropu mezozoiku występuje w jego środkowej części oraz w miejscowości Pęczniew (rys. 4), gdzie powstała wychodnia skał mastrychtu (rys. 6). Mniejsze wyniesienie

powyżej 110 m.n.p.m. znajduje się w północno-wschodniej części zbiornika. W obrębie garbu zachodziły ruchy wznoszące, które doprowadziły do powstania przełomowego odcinka doliny Warty, który najlepiej widoczny jest w części czołowej zbiornika (Klatkowa, Załoba 1991, Załoba 1992).



Rys. 4. Szkic stropu osadów mezozoiku okolic zbiornika Jezioro
Źródło: opracowanie własne na podstawie: Załoba (1992)

Trochę odmienna propozycja rzeźby podłoża podczwartorzędowego północnej części zbiornika przedstawiona została przez Rdzanego i in. (2013). Z nowszych badań wynika, że dolina Warty w tym rejonie jest wcięta w osady mezozoiku do głębokości 80 m n.p.m. Jednak ogólne cechy rzeźby podłoża są zgodne z wcześniejszą koncepcją. Znaczne deniwelacje stropu mezozoiku, które przekraczają 60 m, wiążą się z działaniem procesów erozyjnych, krasowych oraz z aktywnością tektoniczną, która indukowana była przez nacisk lądolodu podczas glacji lub miała głębsze założenia (Żyndul 1987, Załoba 1993, Załoba, Czubla 1994, 1995).

W rejonie Siedlątkowa u podnóża klifu odsłaniają się osady mezozoiku (fot. 1), które prawdopodobnie stanowią krę utworów kredowych, wyrwaną i osadzoną w osadach glacialnych przez lądolód, a następnie odsłoniętą po wybudowaniu zbiornika. Jednak nie można wykluczyć z całą pewnością, że pojawia się tam wychodnia podłoża kenozoiku. Sprawdzenie tej tezy wymagałoby bardziej zaawansowanych badań. Skały te reprezentowane są przez zlepienie o spoiwie węglanowym, być może dolnokredowe. Odsłaniają się na obszarze kilkunastu metrów, ale na skutek erozji uległy pokruszeniu i rozwleczeniu na znacznym odcinku wybrzeża.

Ukształtowanie stropu osadów mezozoiku miało znaczny wpływ na dalsze procesy zachodzące na tym obszarze, w tym na: sposób wykształcenia wyżej leżących osadów, ich miąższość, warunki rozprzestrzeniania się lądolodu podczas jego awansu oraz rzeźbę terenu (Kłatkowa, Załoba 1991, Załoba 1992).



Fot. 1. Siedlątków. Prawdopodobnie kra osadów mezozoicznych odsłaniająca się u podnóża klifu (lokalizacja GPS: 51° 50' 42.3''N, 18° 42' 58.8'' E) (Frydrych 2012)

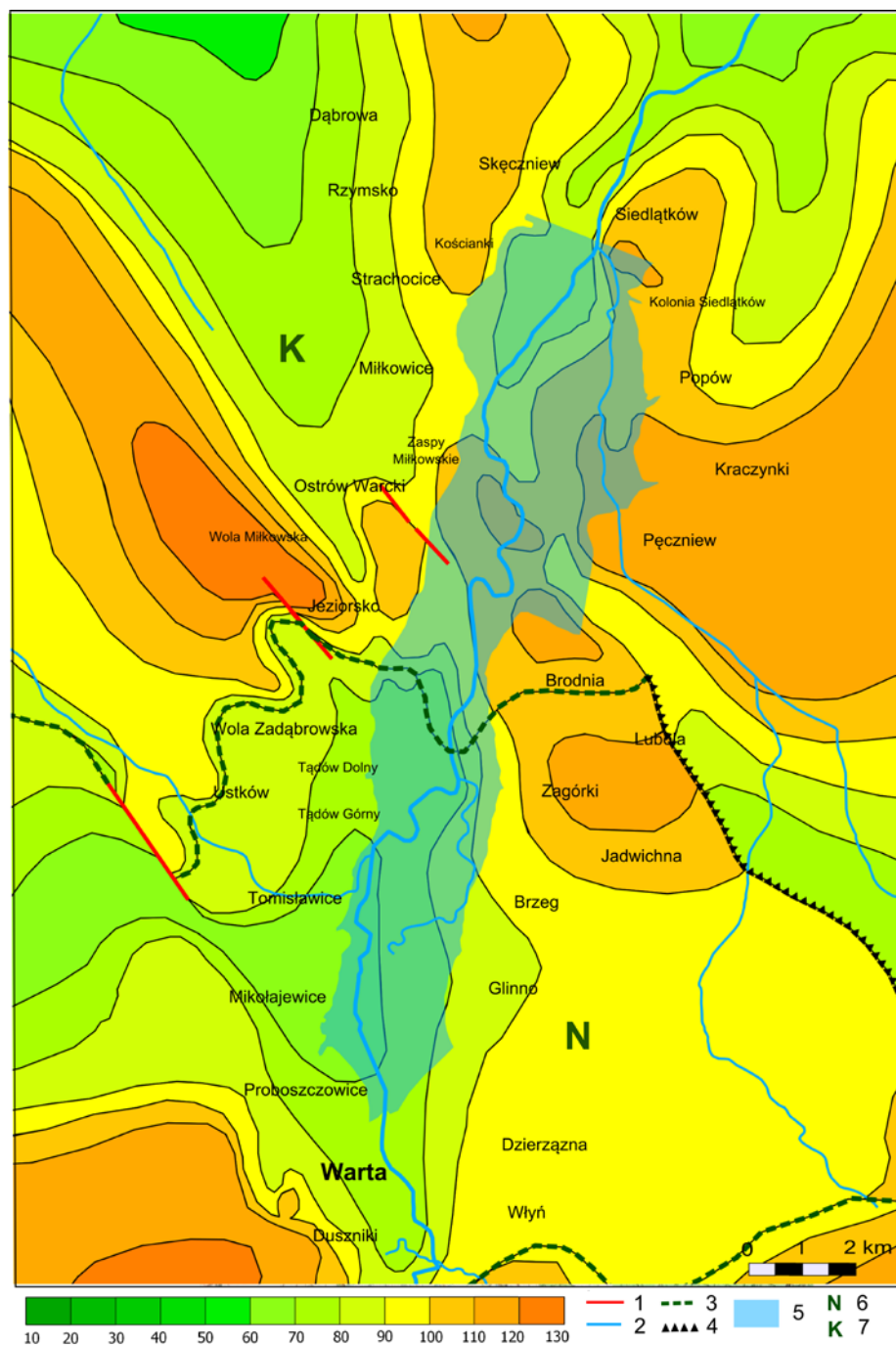
3.2. Osady kenozoiku starsze od zlodowacenia warty

W paleogenie obszar dzisiejszego zbiornika został wyniesiony na powierzchnię i podlegał erozji oraz denudacji, dlatego prawdopodobnie brak jest osadów z tego okresu (Czyż i in. 2008, Klatkova, Załoba 1992).

Osady neogenu zostały stwierdzone jedynie w południowej części obszaru i prawdopodobnie sięgają okolic Brodni. Ich przypuszczalny zasięg przedstawia rysunek 5. Miąższość tych utworów maleje w kierunku NE, a na wschód od zbiornika ich zasięg ograniczony jest wyraźną krawędzią erozyjną, która zorientowana jest z NW na SE (Klatkova, Załoba 1992, Załoba 1992). Takie ukształtowanie powierzchni neogenu mogło wynikać z erozyjnej działalności lądolodu, który nasuwając się na wyniesienie podłoża, ścigał leżące na nim osady. Utwory neogenu charakteryzują się dwudzielnością. Wyróżniono niższą mioceńską serię środkowopolską (piaski i mułki z węglem brunatnym) oraz górnomioceńsko-plioceńskie iły i mułki z wkładkami węglistymi przechodzące w iły pstre (Klatkova, Załoba 1992, Załoba 1992). Iły plioceńskie cechują się barwą szarą i żółtoszarą (Buraczyński 1986). W obrębie zbiornika wysokości występowania stropu osadów neogenu wahają się od ok. 60-70 m n.p.m. w południowej jego części do 100 m n.p.m. w części środkowej. Osady neogenu występują przeważnie w obniżeniach terenu, ale pojawiają się również na jego wyniosłościach. Nie wpływają zasadniczo na zmianę rzeźby stropu mezozoiku, jedynie w umiarkowanym stopniu łagodzą jego deniwelacje (Rdzany i in. 2013).

Klify wybrzeża zbiornika Jeziorsko zostały utworzone w plejstocenijskich osadach glacialnych, które leżą bezpośrednio na skałach mezozoiku, bądź na utworach neogenu. Osady zlodowaceń starszych od piętra odry występują w okolicach zbiornika bardzo fragmentarycznie, zazwyczaj w postaci bruku, świadczyć to może o silnej działalności erozyjnej w późniejszym okresie. Nie stwierdzono ich obecności w obrębie odsłonięcia. (Buraczyński 1986, Klatkova, Załoba 1992).

Dość problematyczne jest wyróżnienie osadów zlodowacenia odry w profilach osadów badanego obszaru. Próby rozróżnienia utworów odrzańskich od warciańskich podjęto głównie z wykorzystaniem metody termoluminescencyjnej, która obecnie uznana jest za bardzo niepewną, a jej wyniki mogą być obarczone znacznym błędem. Na jej podstawie H. Klatkova i M. Załoba (1991) stwierdzili, że w okolicy miejscowości Jeziorsko znajduje się prawdopodobnie wychodnia gliny ze zlodowacenia odry, która wykazywała widoczne cechy erozji.



Rys. 5. Szkic powierzchni podczwartorzędowej okolic zbiornika Jezioro Kłatowe.

Źródło: opracowanie własne na podstawie: Klatowa, Załoba (1991)

- 1- uskoki, 2 – cieki wodne, 3 – zasięg osadów neogenu, 4 – krawędź erozyjna, 5 – zbiorniki wodne, 6 – osady neogenu, 7 – osady kredy górnej

Uznali jednak, że na tym obszarze leży ona płatami, a jej obecność w klifie nie została potwierdzona. Większość autorów prowadzących badania w obrębie wybrzeża klifowego zbiornika jest zdania, że jest ono zbudowane z utworów warciańskich oraz w niewielkim stopniu z postwarciańskich. Jedynie w publikacji M. Widery i in. (2003) oraz M. Widery i W. Włodarskiego (2009) znajduje się informacja o występowaniu jej w odsłonięciu. Silnie

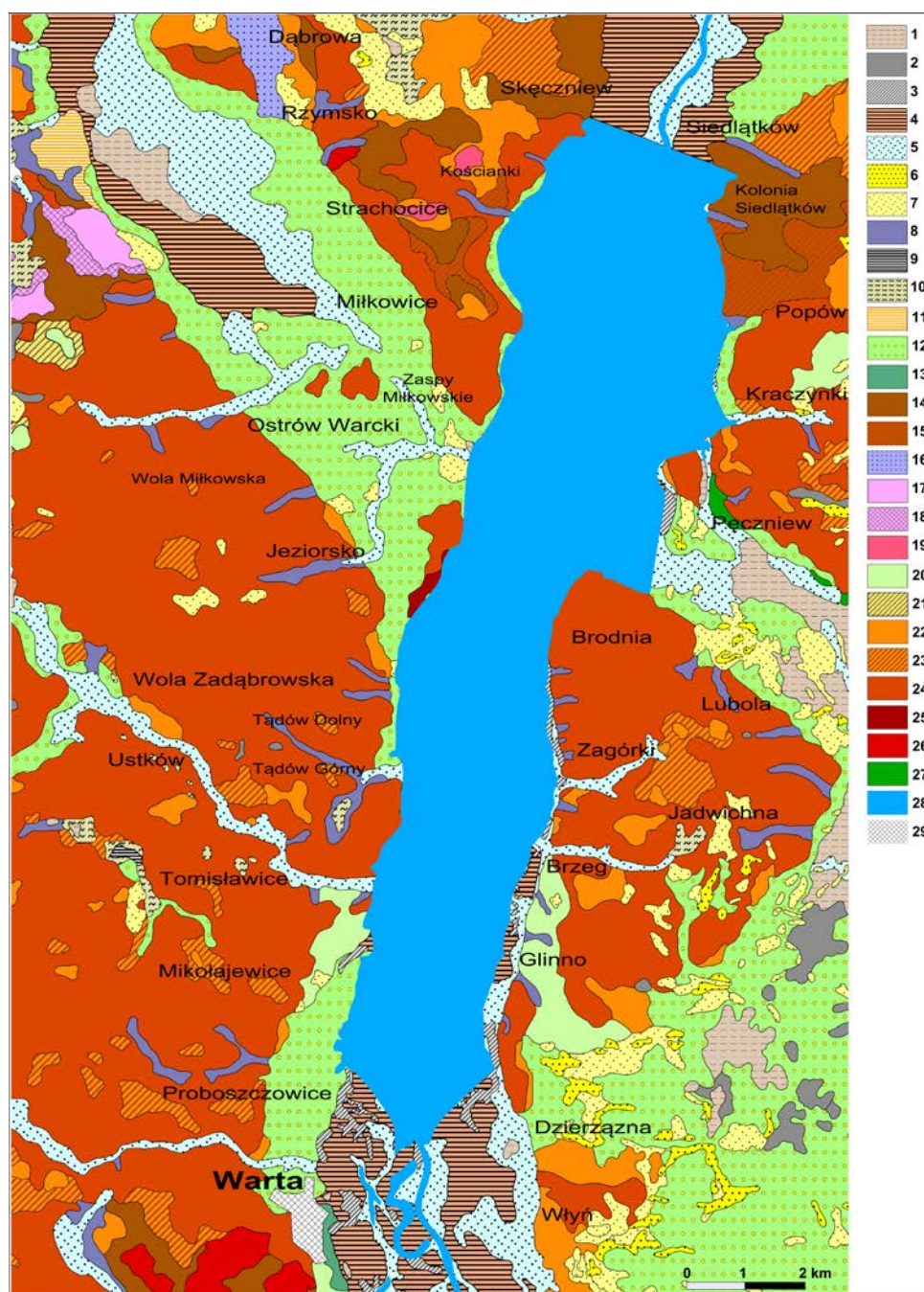
zaburzone osady zastoiskowe w postaci ilów warwowych zostały uznane przez nich za kompleks osadów rozdzielających gliny zlodowacenia odry i warty. J. Forysiak (2005) stwierdził, że osadów glacyogenicznych starszych od warty jest niewiele i leżą współkształtnie do stoku doliny kopalnej.

3.3. Osady i formy zlodowacenia warty w świetle dotychczasowych badań

W obrębie odsłonięcia klifu zbiornika Jeziorsko występują osady o bardzo dużym stopniu zróżnicowania litologicznego zarówno w profilach pionowych jak i wzdłuż przekroju poziomego. Dominującym materiałem tworzącym klify są różnego typu osady diamiktyczne tworzące warstwy i laminy, w obrębie których zaznacza się znaczna zmienność granulometryczna (Załoba 1993).

Lokalnie najstarszymi osadami zlodowacenia warty w otoczeniu zbiornika Jeziorsko mogą być piaski i żwiry wodnolodowcowe, występujące w ujściowym odcinku doliny Prapichny (Klatowa, Załoba 1992).

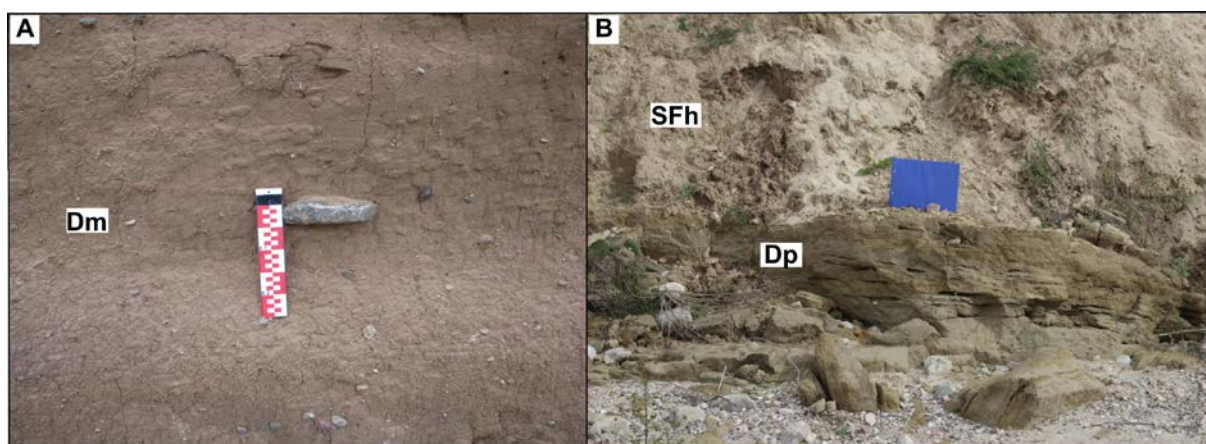
Wybrzeże klifowe zbiornika zbudowane jest w dużym stopniu z warciańskich glin lodowcowych. Występują one na powierzchni w okolicach Siedlątkowa, Pęczniewa, Popowa, Brzegu, Brodni, Glinna i Dzierżany po wschodniej stronie zbiornika. Na obszarze rozciągającym się po jego zachodniej stronie zdecydowanie dominują w osadach powierzchniowych i jedynie lokalnie pokryte są przez osady fluwioglacjalne, fluwialne lub deluwialne. W środkowej części zbiornika osady lodowcowe rozcięte są przez szeroką strefę dolinną (rys. 6). Miąższość gliny lodowcowej w rejonie zbiornika jest bardzo zróżnicowana, w okolicy Brodni wynosi ok. 6-7 m, pomiędzy Wartą a Jeziorskiem waha się od kilku do 25 m (Klatkova, Załoba 1992, Forysiak 2005). Dolny pokład gliny zlodowacenia warty w dominującej części strefy brzegowej leży bezpośrednio na podłożu mezozoicznym, a w południowej części obszaru na osadach neogenu. Fragmentarycznie w podłożu mogą znajdować się osady zastoiskowe lub glina odrzańska (Klatkova, Załoba 1992). Glina warciańska cechuje się dwudzielnością. W górnej strefie ma ona barwę brązową lub brunatno-wisniową, czasami z szarymi przebarwieniami (fot. 2A), a w dolnej brunatnoszarą lub szarą (fot. 2B) (Klatkova, Załoba 1992, Czubla 2001, Rdzany 2009, Rdzany i in. 2013). Różni się również składem granulometrycznym i petrograficznym oraz koncentracją orientacji klastów. W glinie górnej odnotowuje się dużą koncentrację ich ułożenia, natomiast glina szara odznacza się znaczną zmiennością kierunków (Klatkova 1992). W Siedlątkowie H. Klatkova (1993) stwierdziła obecność w glinie złupkowacenia oraz struktury kostkowej.



Rys. 6. Utwory powierzchniowe okolic zbiornika Jeziorsko
 Źródło: opracowanie własne, nieco uproszczone na podstawie fragmentu map:
 Klatkova, Załoba (1990), Czyż i in. (2004)

1 – torfy, 2 – namuły zagłębień bezodpływowych, 3 – namuły den dolinnych, 4 – iły i mułki, niekiedy z domieszką piasków (mady), 5 – piaski rzeczne, częściowo humusowe, terasów zalewowych, 6 – piaski eoliczne w wydmach, 7 – piaski eoliczne, 8 – mułki i piaski deluwalne, miejscami kreda jeziorna, 9 – iły zagłębień bezodpływowych, 10 – piaski i mułki zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych, 11 – mułki zastoiskowe, 12 – piaski i mułki rzeczne, miejscami mułki, 13 – piaski i mułki lodowcowo-jeziorne, 14/15 – piaski żwiry, gliny, mułki wodnomorenowe (ablacyjne) / na glinach lodowcowych, 16 – piaski, żwiry i głązy ozów, 17 – piaski i żwiry kemów, 18 – piaski i mułki tarasów kemowych, 19 – piaski, żwiry i mułki akumulacji szczelinowej, 20/21 – piaski i żwiry wodnolodowcowe górne / na glinach lodowcowych, 22/23 – piaski i żwiry lodowcowe / na glinach lodowcowych, 24 – warciańskie gliny lodowcowe, 25 – odrzańskie gliny lodowcowe, 26 – piaski, żwiry i głązy moren czołowych, 27 – margle, 28 – wody powierzchniowe, 29 – nasypy i hałdy

Analizę składu petrograficznego frakcji żwirowej (5-10 mm) gliny warciańskiej z Siedlątkowa wykonała A. Świerczewska, która przebadła 286 okruchów skalnych. Procentowy udział skał północnych do lokalnych wyniósł 96:4, co świadczy o bardzo niewielkiej zawartości skał lokalnych w glinie (Klatkova 1993). Podobne badania przeprowadził P. Czubla (2001), który z odsłonięcia w Siedlątkowie pobrał 3 próbki: z utworów wodnomorenowych (północna część odsłonięcia), glin ablacyjnych (ok. 100 m na S od miejsca poboru pierwszej próbki) oraz ze żwirów fluwioglacjalnych przykrytych gliną ablacyjną z zaburzenia glaciektonicznego. Pierwsza i druga próbka były prawie jednakowe pod względem petrograficznym. Na podstawie przebadanych klastów stwierdził, że materiał lokalny w osadach lodowcowych występuje w minimalnej ilości, nie przekraczającej 2,5%. Do skał tych należą przeważnie wapienie mezozoiczne oraz mułowce. Bardzo niewielką ilość, bo jedynie 0,6% stanowią krzemienie i czerty. Osady klifu w Siedlątkowie cechują się nadzwyczaj wysokim udziałem skał bałtycko-fennoskandzkich, których zawartość wynosi 97%. Skały krystaliczne stanowią od 43% do 45% przebadanych klastów, trochę mniej, bo od 39% do 40% jest wapieni paleozoicznych, spośród których można wyróżnić wapienie pelitowe i krynoidowe. Badania petrograficzne wykazały, że w żwirach frakcji powyżej 20 mm, występuje podwyższona zawartość dolomitu, w stosunku do pozostałych próbek. P. Czubla (2001) tłumaczy to możliwością rozpadu dużego bloku dolomitowego w niedużej odległości od miejsca poboru próbek. Wyniki analizy petrograficznej umożliwiły korelację badanych osadów z Siedlątkowa z warciańskimi utworami innych obszarów, co potwierdziło ich wiek (Załoba, Czubla 1994, Czubla 2001).

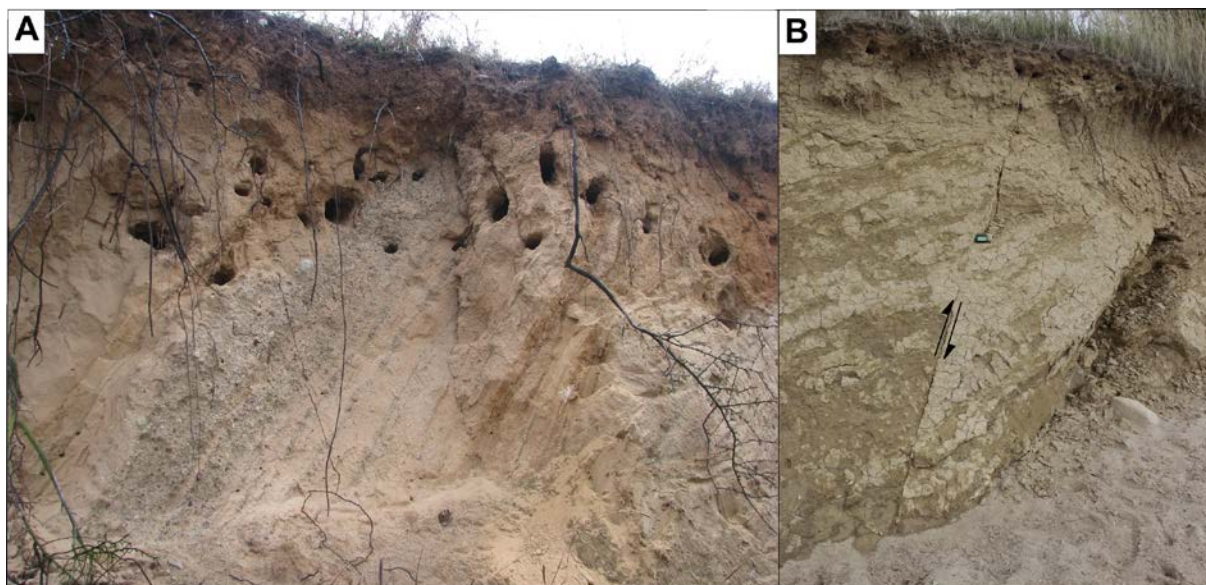


Fot. 2. Siedlątków. A – glina lodowcowa górna, B – glina lodowcowa dolna (Frydrych 2013)
Oznaczenia kodu litofacjalnego jak w tab. 1

Obok glin lodowcowych najbardziej popularnymi osadami odsłaniającymi się w klifie zbiornika są piaski i żwiry (fot. 3A). W profilu wybrzeża odznaczają się bardzo zróżnicowaną frakcją oraz przeważnie słabym wysortowaniem. Miejscami występują bezpośrednio na

podłożu mezozoicznym, ale przeważnie leżą naprzemiennie z gliną lodowcową (Klatkova, Załoba 1992). W niektórych fragmentach wybrzeża z powodu obecności silnych deformacji glaciektonicznych trudno jest rozpoznać następstwo wiekowe osadów, dlatego H. Klatkova i M. Załoba (1992) zaliczyli je do piasków i żwirów wodnolodowcowych nierozdzielonych. Występują one w strefie zaburzeń okolic Popowa oraz między Glinem a Brzegiem.

Miejscami w odsłonięciu pojawiają się również warstwy żwirów i głazów, które mogą być śladem akumulacji w warunkach wysokoenergetycznych przepływów w kanałach subglacialnych, inglacialnych i supraglacialnych. W grubożwirowych osadach glacialfluwalnych zauważalne jest znaczne obtoczenie klastów (fot. 11B, 13). Dużą część otoczek stanowią skały lokalne (Rdzany 2009). Osady tej serii stanowią nieciągły poziom bezstrukturalnych piasków i żwirów wraz z głazami, o miąższości maksymalnie 3 m, który pokrywa przeważnie glinę lodowcową lub osady fluwioglacjalne (Żyndul 1987).

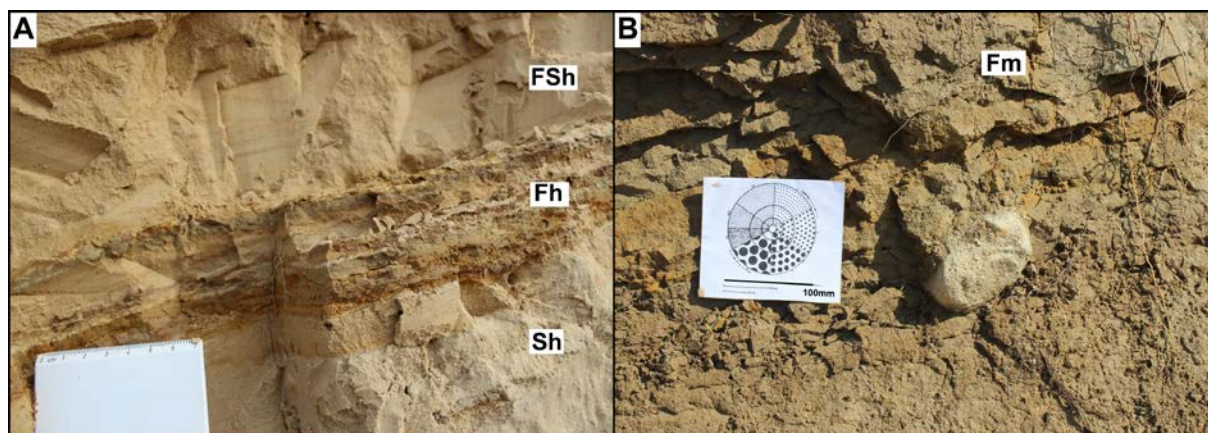


Fot. 3. A – Siedlątków. Łuskowe ułożenie osadów piaszczysto-żwirowych, wysokość odsłonięcia ok. 3 m, B – Popów. Uskok w obrębie osadów zbiornikowych (Frydrych 2013)

Wodnolodowcowe osady piaszczysto-żwirowe górne akumulowane były w schyłkowej fazie deglacjacji zlodowacenia warty. Stanowią one wypełnienie dolin erozyjnych, rozcinających glinę lodowcową. W okolicy Pęczniewa występują lokalnie na marglach mastrychtu, a ich miąższość sięga kilku metrów. Na powierzchni występują w okolicy Brzegu, Glinna oraz Mikołajewic (rys. 6). W północnej części zbiornika znajdują się jedynie w formie kopalnej, ale ich miąższość może przekraczać 10 m (Forysiak 2005).

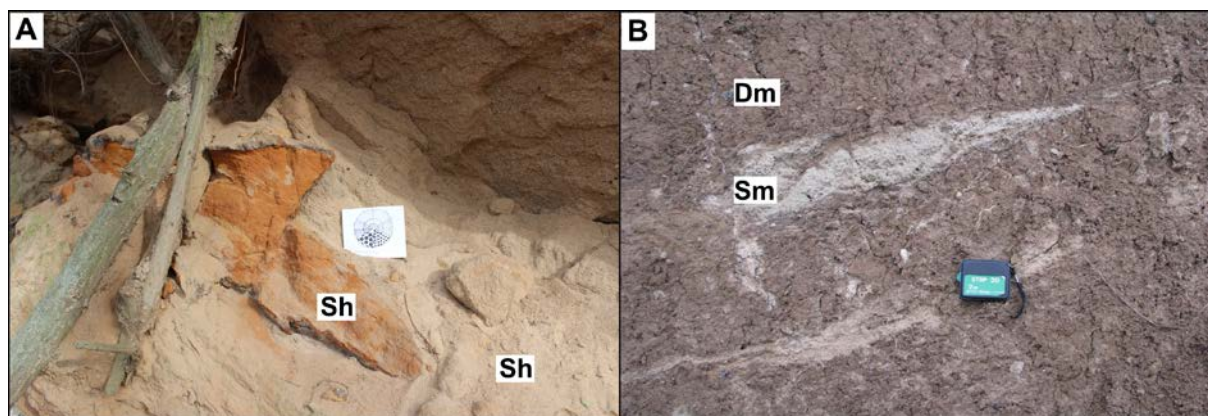
Dość znaczny udział w budowie klifu mają również osady zastoiskowe. Reprezentowane są one przez drobnoziarniste piaski i mułki przewarstwione iłami z głazikami (fot. 4A i 4B). Między Siedlątkowem a Popowem osady zastoiskowe o zmiennej

miąższości rozdzielają dwa poziomy gliny lodowcowej (Rdzany 2009). Obecność w profilu warstw mułkowych podkreślana jest przez występowanie gniazd jaskółek-brzegówek (Klatkova 1996).



Fot. 4. A – Siedlątków. Osady mułkowo-piaszczyste przewarstwione laminami ilastymi pokrywające warstwowane piaski, B – Popów. Izolowany klast żwirowy typu „dropstone” w zastoiskowych osadach mułkowo-ilastych (Frydrych 2013)

Osady glacialne i fluwioglacialne w wielu miejscach ścięte są przez utwory ablacyjne (Załoba, Czubla 1994). Tworzy je miejscami glina lodowcowa piaszczysta lub pylasta, piaski gliniaste ze żwirami i otoczkami oraz piaski pyłowate i mułki. Seria tych osadów wykazuje się dużą zmiennością osadów w pionie i poziomie, występują liczne przewarstwienia. Osady te leżą przeważnie na warciańskiej glinie lodowcowej i występują na powierzchni w okolicy Siedlątkowa (rys. 6). Związane są z piaszczystymi osadami wodnolodowcowymi. Powstawały w czasie deglacjacji w środowisku pośrednim między akumulacją lodowcową a wodnolodowcową. Duża różnorodność osadów świadczy o zmienności panujących wtedy warunków i intensywności topnienia. W rejonie Siedlątkowa w odsłonięciu klifu osady te lokalnie mają miąższość do 4-5 m (Czyż i in. 2008).



Fot. 5. A – Siedlątków. Porwak piasków gruboziarnistych o zachowanej strukturze w utworach glacialfluwalnych, B – Brodnia. Przewarstwienia piaszczyste w glinie (Frydrych 2013)

W osadach lodowcowych występują miejscami porwaki osadów o dobrze zachowanej lub zdeformowanej strukturze (fot. 5A). Pojawiają się one głównie na szlaku przepływów glacyfluwialnych, jednak czasami występują również w glinie lodowcowej. Stanowią je przeważnie kredowe osady podłoża oraz piaski lub żwiry glacyfluwialne. W odsłonięciu można również zaobserwować piaszczyste przewarstwienia w spągowej partii gliny lodowcowej (fot. 5B), które powstać mogły na skutek inkorporacji osadów. Rozkruszeniu i rozwleczeniu w jej obrębie ulegały porwaki skał mezozoicznych wyerodowane przez lądolód oraz osady piaszczyste wypełnień kanałów glacialnych lub z bezpośredniego podłoża. Lokalnie w spągowej części gliny oraz w osadach ją podścielających odnotowano deformacje, które mogą być śladem obecności tzw. warstwy deformacyjnej lądolodu (Rdzany 2009).

Osady odsłaniające się w klifie zbiornika Jeziorsko zostały w wielu miejscach silnie zaburzone glacytektonicznie. Deformacjom poddały się osady zróżnicowane pod względem litologicznym, w tym diamiktony wodnomorenowe, piaszczysto-mułkowe osady limnoglacialne, a nawet gruboziarnisty materiał fluwioglacialny z wysokim udziałem otoczków skał lokalnych. Wzdłuż odsłonięcia można obserwować prawdopodobnie głęboko zakorzenione struktury ciągłe jak: fałdy diapirowe, kompakcyjne, ciągnięte z gliniastymi, ilasto-gliniastymi lub piaszczysto-mułkowymi jądrami oraz często znacznymi kątami upadu (fot. 8, 9A, 12A). Widoczny jest również łuskowy układ osadów (fot. 3A) oraz uskoki odwrócone i normalne, o zrzutach maksymalnie kilkunastocentymetrowych (fot. 3B), które reprezentują nieciągłe struktury deformacyjne. Miejscami powstanie deformacji ułatwione było przez występowanie przewarstwień mułkowo-ilastych, które stanowiły strefy poślizgu. Zaburzenia wykazują wyraźną wergencję południową. Oprócz struktur o znacznych rozmiarach w odsłonięciu zaobserwować można również formy drugiego rzędu pod postacią niewielkich fałdów, zafalowań, śladów spływów, spękań, zespołów radialnych w przegubach fałdów, pogrążeń itp. Deformacje ścinane były przez piaski, żwiry, głązy kanałów subglacialnych oraz przez gliniasto-piaszczyste osady ablacyjne, które obecnie stanowią warstwy erozyjne (Załoba 1993, Załoba, Czubla 1994, 1995, Klatkova 1996, Krzemiński, Załoba 1999, Widera 2003, Widera, Włodarski 2009, Rdzany 2009).

Najwyższy poziom dolinny Warty korelowany jest z serią schyłkowowarciańską. Jej osady odsłaniają się jedynie fragmentarycznie. W Siedlarkowie tworzą ją różnoziarniste, słabo wysortowane piaski z wkładkami mułków i żwirów, pokrywające zaburzone osady glacygeniczne. Udział głównych typów ziaren (RM, EL i EM) w osadzie jest zbliżony, a zawartość CaCO_3 waha się od zera do kilkunastu procent (Forysiak 2005).

3.4. Osady i formy postwarciańskie

Po zaniku lądolodu warciańskiego na analizowanym terenie zachodziła głównie erozja i akumulacja fluwialna oraz przekształcenia rzeźby przez procesy denudacyjne. W dnach dolin akumulowane były piaski przeważnie średnioziarniste z wkładkami mułków, warstwowane horyzontalnie lub z niewielkim upadem. Na powierzchni występują głównie w dolinie Prawarty, która przecina współczesną dolinę Warty w środkowej części zbiornika. Osady te występują również w mniejszych dolinach rozcinających lewy brzeg zbiornika. W dnach mniejszych dolinek funkcjonujących w holocenie występują holocenijskie piaski rzeczne, częściowo humusowe teras zalewowych (Klatkova, Załoba 1992). Poziom wysoki doliny Warty tworzony przez piaski z domieszką żwirów i mułków na powierzchni występuje między Jeziorskiem a Zaspami Miłkowskimi, w miejscu oddzielenia się doliny Teleszyny i jest zawieszony ok. 5 m nad współczesnym dnem doliny Warty. Pojawia się również w okolicy Pęczniewa, u ujścia Pichny oraz na północ od Miłkowic, gdzie obecnie zalany jest przez wody zbiornika. Niski poziom doliny znajduje się pod powierzchnią wód zbiornika Jeziorsko i nie odsłania się w obrębie strefy brzegowej. Miąższość osadów rzecznych w obrębie doliny Warty wynosi od kilku do 15 m na linii Miłkowice – Popów, oraz do 18 m między Skęczniewem a Siedlątkowem (Forysiak 2005).

W okolicy zbiornika Jeziorsko dość licznie występują różnej wielkości formy erozyjno-denudacyjne, w tym doliny i niecki denudacyjne oraz rozcięcia erozyjne. Formy te mają przeważnie przebieg równoleżnikowy i naśladują często strefy kontaktu litologicznego osadów. Podczas vistulianu rozcinały kępy wysoczyznowe i uchodziły do doliny Warty, a następnie uległy częściowemu lub całkowitemu wypełnieniu (Klatkova, Załoba 1992, Twardy 2008). Po wybudowaniu zbiornika i wykształceniu się wybrzeża abrazyjnego, przekroje poprzeczne przez te formy odsłoniły się w obrębie klifu, co dało niezwykle korzystne warunki do ich badania. Dna suchych dolin pokrywają mułki i piaski deluwialne, w których wyróżniono serię piaszczysto-mułkową oraz serię piasków drobnolaminowanych leżącą powyżej. Litosomy te rozdzielone są poziomem żwirowo-kamienistym. Osady stokowe w obrębie utworów budujących wybrzeże zbiornika Jeziorsko badali J. Twardy i J. Forysiak (2002, 2008). Poddali analizie nieckę denudacyjną w Siedlątkowie o długości ok. 100 m i głębokości 2,35 m. Wykształciła się ona w bezstrukturalnych piaskach wodnolodowcowych, w sąsiedztwie silnie zaburzonych osadów glacygenicznych. W podścielających osadach występują poziome smugi orszynowe, które nie nawiązują do kształtu niecki, mogące być śladami wahania stanu wód gruntowych w dolinie. Spagową

partię niecki wypełniają bardzo słabo wysortowane piaski drobno i średnioziarniste, w jej obrębie znalezione zostały ślady gleby kopalnej. W górnej części wypełnienia występują bardzo słabo wysortowane, warstwowane deluwia, przewarstwione ławicami piasków i żwirów. W osadach deluwialnych odnotowano wysoką jak na ten typ utworów zawartość węglanu wapnia (4,45%), co powiązane jest ze znaczną węglanowością osadów sąsiednich. Analizowana niecka denudacyjna w vistulianie miała ujemny bilans denudacyjny, a na jej dnie zachowały się ślady wieloletniej zmarzliny. Kolejne odsłonięcia osadów stokowych w obrębie strefy brzegowej zostało zbadane w Brodni. Analizowaną dolinkę denudacyjną wypełnia całkowicie drobnopiaszczysty diamikton rolny, którego miąższość wynosi 1,5 m. Podobny osad znajduje się również w zagłębieniu erozyjnym, którego głębokość sięga 3 m. Na dnie rozcięcia występuje bruk kamienisty. W wypełnieniach odnotowano również występowanie węgli drzewnych stanowiących kilka poziomów akumulacyjnych (Twardy 2002, 2008).

Wybudowanie zbiornika retencyjnego spowodowało uruchomienie procesów abrazyjnych i powstanie wybrzeża klifowego, w którego obrębie zachodzą aktywne procesy stokowe jak: osypywanie, odpadanie, osuwanie i obrywy. Na skutek tych procesów u podnóża klifów gromadzi się materiał koluwalny. Największe osuwisko w strefie brzegowej zbiornika powstało w Siedlątkowie, a jego powierzchnia wyniosła 300 m². Koluwia osuwiska miały objętość ok. 700 m³ (Czarniecki, Goździk 2008), jednak obecnie zostały one w znacznym stopniu zredukowane przez abrazję (fot. 6).



Fot. 6. Największe osuwisko w obrębie strefy brzegowej zbiornika Jeziorsko – widok od S (lokalizacja GPS: 51° 50' 26.3'' N, 18° 43' 5.5'' E) (Frydrych 2012)

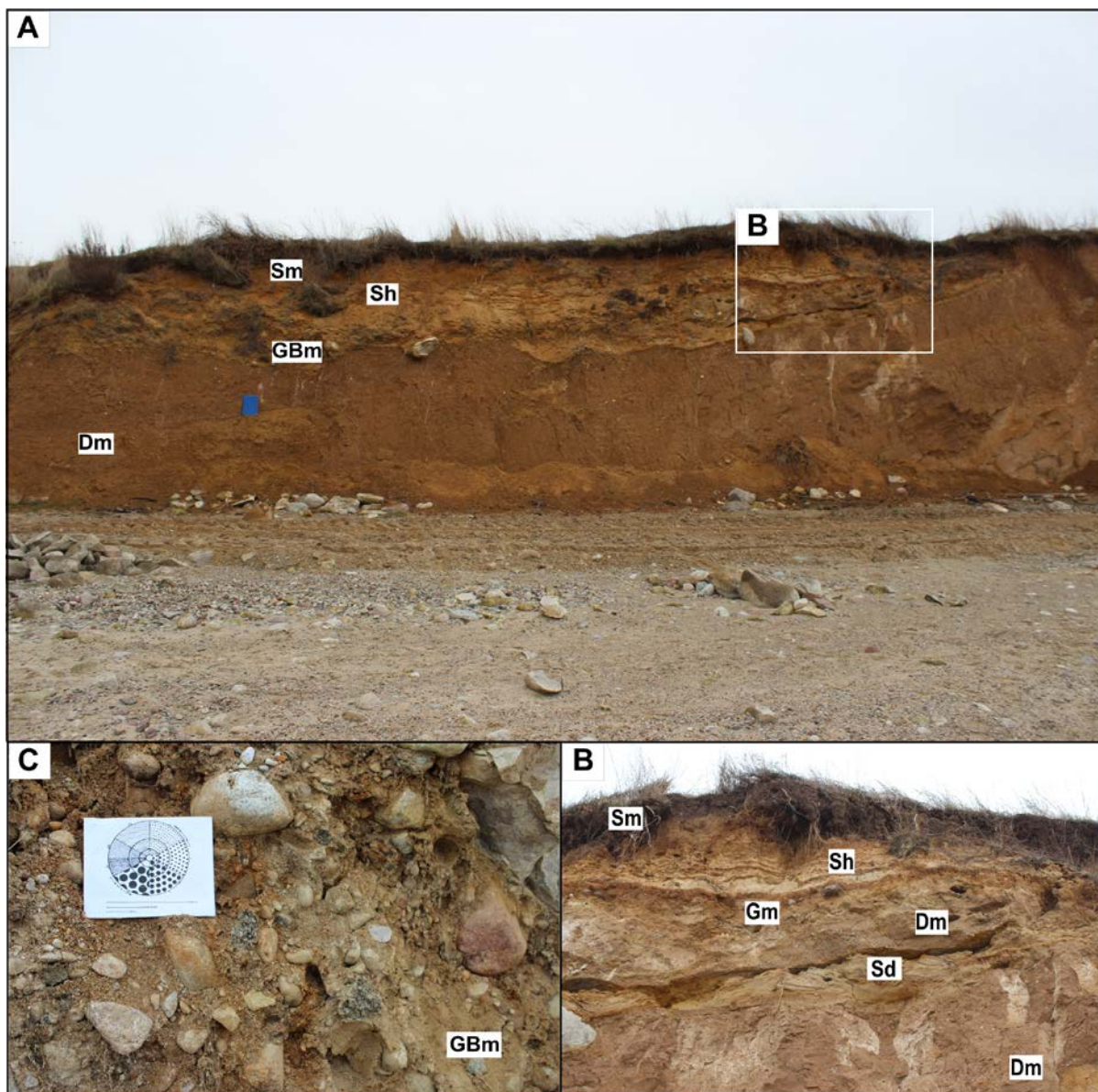
4. Analiza stanowisk badawczych

4.1. Siedlątków 1

Stanowisko Siedlątków 1 obejmuje fragment klifu o wysokości od ok. 4 m do 5 m i długości 30 m, w którym pokład gliny lodowcowej rozcięty jest przez gruboziarniste osady glacialfluwalne (fot. 7A). Jego lokalizacja przedstawiona jest na rysunku 2. Powyżej występuje warstwa drobniejszego materiału piaszczystego. Miąższość gliny lodowcowej w profilu waha się od ok. 2 m do 5 m. Gлина ma strukturę masywną i barwę brunatną, przy powierzchni jest dość silnie spękana. W całym profilu występują liczne głaziki skał skandynawskich o wielkości do 10 cm. Smugowanie i spękania w glinie układają się współkształtnie do rozcięcia, co może być związane z późniejszymi ruchami pionowymi i deformacjami wtórnymi osadu. Gлина w kilku miejscach przejawia wyraźne zwapnienie, przy czym nie odnotowano w niej obecności strefy odwapnienia. W profilu gliny zawartość węglanu wapnia jest bardzo wyrównana i wynosi ok. 7%.

Rozcięcie warstwy gliny ma postać rynny, a kontakt osadów jest ostry i ma charakter erozyjny. W spągowej części wypełnienia występują osady silnie zróżnicowane pod względem uziarnienia, są to głównie piaski, żwiry oraz głazy. Wśród ostatnich dominują otoczaki skał lokalnych, które przeważnie są silnie spękane i pokruszone. Obok nich występują również głazy i żwiry skał skandynawskich (fot. 7C). Maksymalna wielkość głazów sięga 60 cm, a MPS wynosi 40 cm ($s = 11,7$). Prędkość przepływu przy takiej wielkości klastów obliczona na podstawie wzoru (Khan, Telari 2011) mogła osiągnąć do ok. 680 cm/s. Minimalna prędkość, przy której możliwy byłby transport tego materiału, odczytana z diagramu Hjulströma (1935) w modyfikacji Sundborga (1956), wynosi ok. 500 cm/s. Niektóre głazy pojawiają się na styku osadów wypełnienia i gliny, w której zostały częściowo pograżone (fot. 7A). Zawartość węglanu wapnia w pobranych próbkach osadu wynosi ok. 4%. Miejscami widoczne są soczewki gliny o strukturze fluidalnej i cechach gliny spływowej (fot. 7B). Charakteryzuje się ona nierównym spągami oraz obecnością soczewek i wkładek piaszczysto-żwirowych, często pod postacią smug. Powstała w warunkach znacznego uwodnienia i grawitacyjnego przemieszczania się osadu (Stankowski 1996, Ruszczyńska-Szenajch 1998). Miąższość osadów gruboziarnistych jest zróżnicowana na całej długości profilu i sięga kilkudziesięciu centymetrów. W górnej części przechodzą stopniowo w piaski średnioziarniste warstwowane poziomo, mające postać naprzemiennych lamin o barwie pomarańczowej i kremowej. Osady te nie wykazują węglanowości. Najwyżej leży

warstwa piasków średnio- i gruboziarnistych o ciemno-pomarańczowej barwie i słabym stopniu wysortowania, przechodząca w glebę holoceniską. W obrębie tej warstwy pojawiają się gniazda jaskółek brzegówek. Maksymalna miąższość wypełnienia wynosi 185 cm.

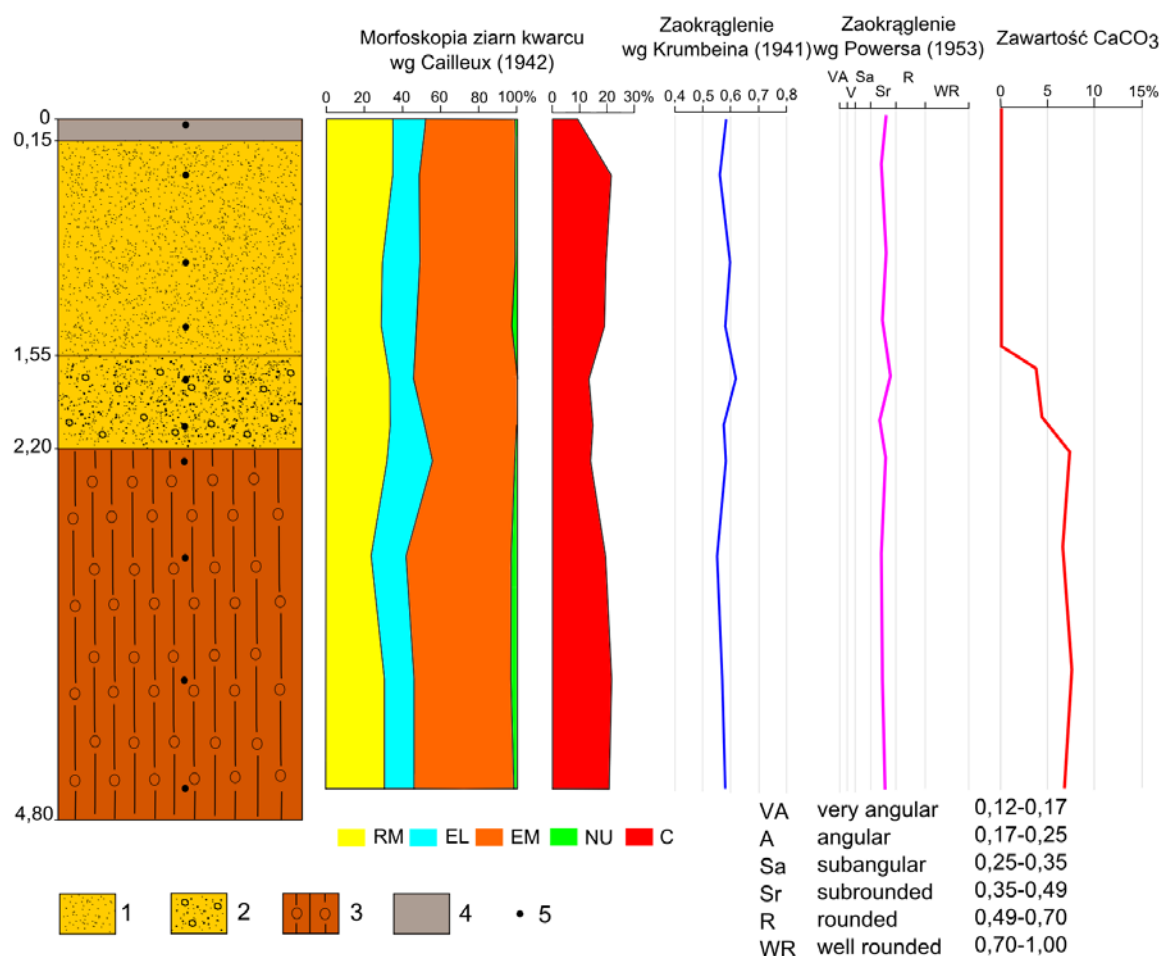


Fot. 7. Stanowisko Siedlątków 1. A – wypełnienie rynny erozyjnej rozcinającej poziom gliny lodowcowej, B – osady spływu kohezyjnego w osadach piaszczystych, C – żwiry oraz głazy stanowiące wypełnienie prawdopodobnie koryta supraglacialnego (Frydrych 2013)

Zawartość poszczególnych typów ziarn wyróżnionych podczas analizy morfoskopowej w profilu odsłonięcia jest dość wyrównana i obrazuje ją rysunek 7. W całym profilu dominuje udział ziarn pośrednich (EM), który waha się od 47 do 52%. Największym stopniem eolizacji wyróżnia się warstwa przypowierzchniowa, w której ziarna okrągłe matowe (RM) stanowią nieco ponad 35%. Podwyższoną ilość tego typu ziarn zaobserwowano również w gruboziarnistych osadach wypełniających rynnę erozyjną. Zawartość ziarn

błyszczących (EL) oscyluje w granicach 12-18%, a jedynie w stropowej partii gliny odnotowano ich większy udział, który osiągnął 24%. Ziarna nieobrobione występują w bardzo małej liczbie, a ich zawartość wynosi maksymalnie 3%. Udział ziarn pękniętych w profilu jest dość wysoki i wynosi minimalnie 10%. Najwięcej tego typu ziarn występuje w glinie lodowcowej, a także w warstwie piasków warstwowanych i osiąga 21%. Wyraźny spadek ich liczby widoczny jest w warstwie przypowierzchniowej oraz w osadach piaszczysto-żwirowo-głazowych.

Średnie zaokrąglenie ziarn kwarcu według W.C. Krumbeina (1941) w obrębie profilu wynosi 0,580 i wykazuje bardzo niewielkie odchylenie od tej wartości. Podwyższony stopień obróbki odnotował się jedynie w osadach gruboziarnistych (rys. 7). Stopień zaokrąglenia według M.C. Powersa (1953) w całym profilu mieści się w przedziale 0,35-0,49 (*subrounded*) co świadczy o średnim zaokrągleniu ziaren. Najlepsza obróbka odnotowała się w warstwie z głazami, a najniższa w glinie lodowcowej.



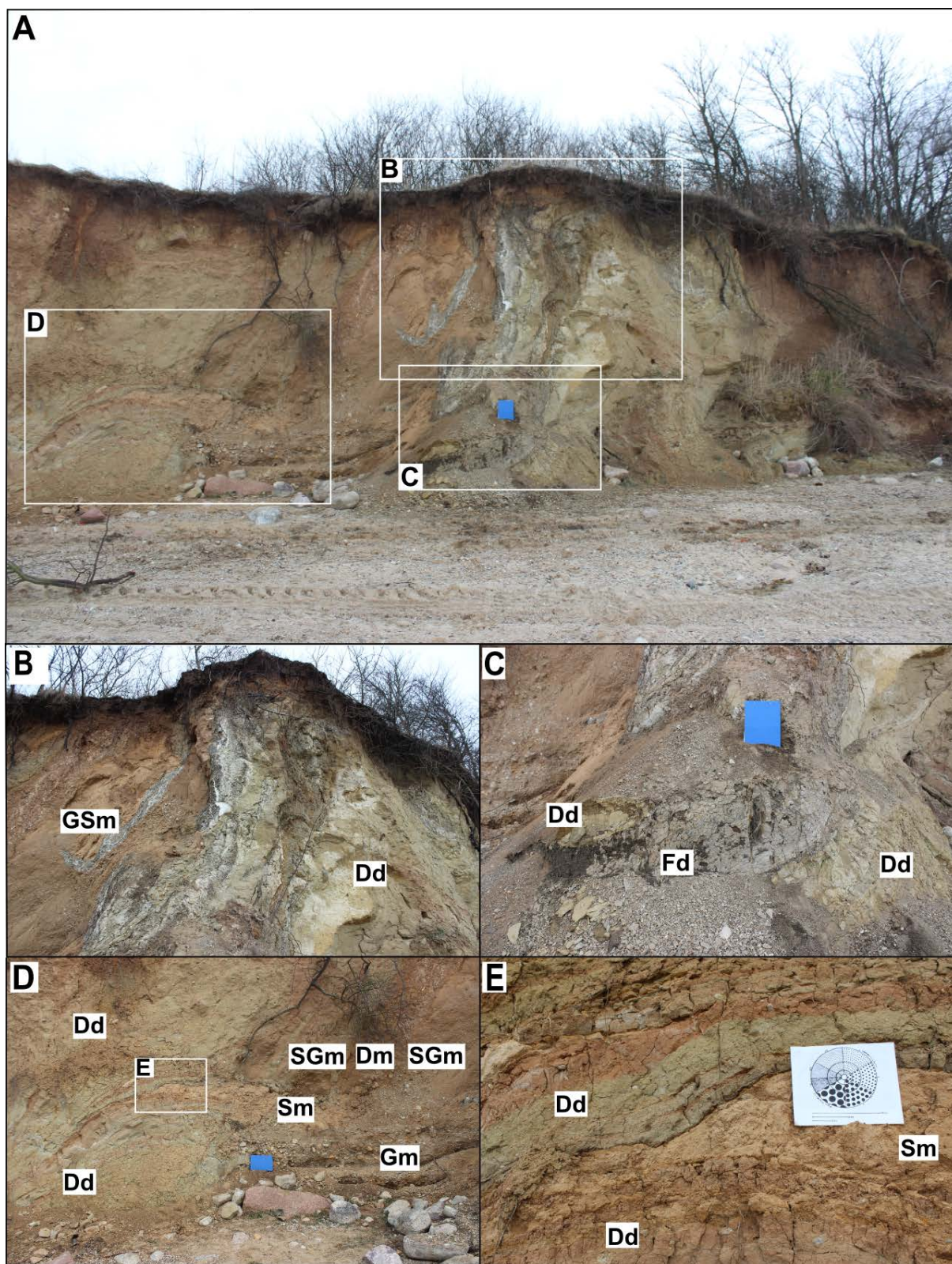
Rys. 7. Profil oraz wyniki badań wybranych cech osadów odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko w stanowisku Siedlątków 1.

1 – piaski, 2 - piaski, żwiry i głazy, 3 – glina lodowcowa, 4 – gleba, 5 – miejsce poboru próbek

Początkowo w stanowisku miała miejsce akumulacja glacialna gliny lodowcowej. Erozyjny kontakt gliny i osadów glacyfluwialnych oraz warstwa głazów w spągu wypełnienia może świadczyć o erozji i akumulacji w warunkach wysokoenergetycznego przepływu, możliwe, że w kanale supraglacialnym lub już po wycofaniu się lądolodu na jego przedpolu. Najpierw w profilu odnotowała się depozycja piasków, a następnie grubszych frakcji w tym znacznej wielkości głazów. W tym czasie doszło również do wystąpienia spływu kohezyjnego osadów różnofrakcyjnych i pakietu gliny. Następnie nastąpił spadek energii i spokojniejsza akumulacja piasków.

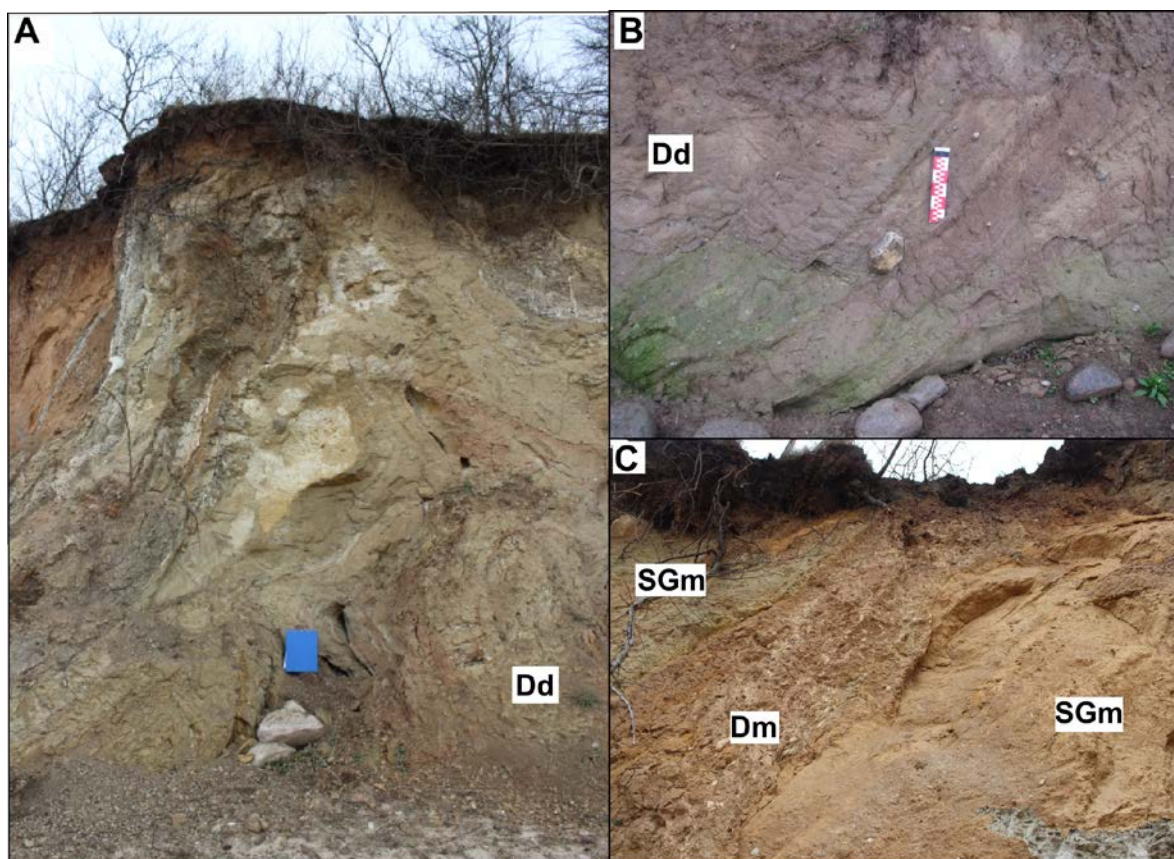
4.2. Siedlątków 2

Drugie stanowisko położone jest kilkadziesiąt metrów na południe od pierwszego i obejmuje zaburzenie glacitektoniczne stanowiące diapir. Dokładną lokalizację obrazuje rysunek 2. Profil klifu stanowi strefę bardzo silnie zróżnicowanych osadów zarówno w poziomie jak i w pionie (fot. 8A). Centralną część profilu zajmuje pionowo przebiegająca warstwa mułkowego osadu, o barwie szarej w stanie suchym i czarnej po zwilżeniu. Osad ten nie wykazuje węglanowości. Próbkę osadu pobranego z tej partii odsłonięcia nie zawiera kwarcu. W stropie i spągu osad graniczy z piaszczystą i zwięzłą gliną szarozieloną. Wyraźną, ostrą granicę pomiędzy tymi osadami widać jedynie w dolnej części zaburzenia (fot. 8C). W części górnej profilu osady są silnie zdeformowane. Widoczne są również wyraźne koncentracje węglanowe (fot. 8B). Ich migrację i wytrącenie ułatwiło pionowe ułożenie osadów oraz obecne w nich spękania. Na południe od pionowej warstwy mułków diapir buduje glina szarozielona, piaszczysto-pylasta, w której występują liczne spękania, smugowanie i pseudo-warstwowanie. Zawartość węglanu wapnia wynosi w niej ok. 5,8%. Osad ten wykazuje cechy silnej deformacji postsedymentacyjnej, w postaci wyraźnych zafałdowań w przebiegu smug i szczelin. W dolnej części diapiru znajduje się fałd lekko pochylony na północ, któremu towarzyszą fałdy drugorzędne o dużym kącie upadu (fot. 9A). Ich kształt oraz obecność mułów również w górnym odcinku profilu może świadczyć o fałdowej postaci zaburzenia. W stropowej części odsłonięcia widoczne jest wyraźne ścięcie diapiru. Strefa deformacji zaczyna się już kilka metrów przed wyciśnięciem, gdzie widoczne jest ukośne pseudo-warstwowanie gliny lodowcowej (fot. 9B). Na północ od diapiru klif buduje glina brunatna, pod którą wciska się mniejszy, silnie pochylony fałd o wergencji południowej, zbudowany ze smugowanej gliny brązowo-szarej. Diamikton ten jest zwięzły i piaszczysto-pylasty, zawartość węglanu wapnia wynosi w nim 5,7%. Od południa graniczy on z warstwą silnie upakowanych żwirów i głazików (fot. 8D).



Fot. 8. Stanowisko Siedlątków 2. A - Zaburzenie glaciektoniczne osadów w formie fałdu diapirowego, B – Silnie zaburzone osady górnej części wyciśnięcia, C – Zdeformowana warstwa mułków w otoczeniu gliny lodowcowej, D – Fałd o jądrze gliniastym i wergencji południowej oraz łuskowato ułożone osady glacialogeniczne, podścielone warstwą osadów żwirowych, E – Soczewka utworów piaszczystych wcinająca się w smugowaną glinę lodowcową (Frydrych 2013)

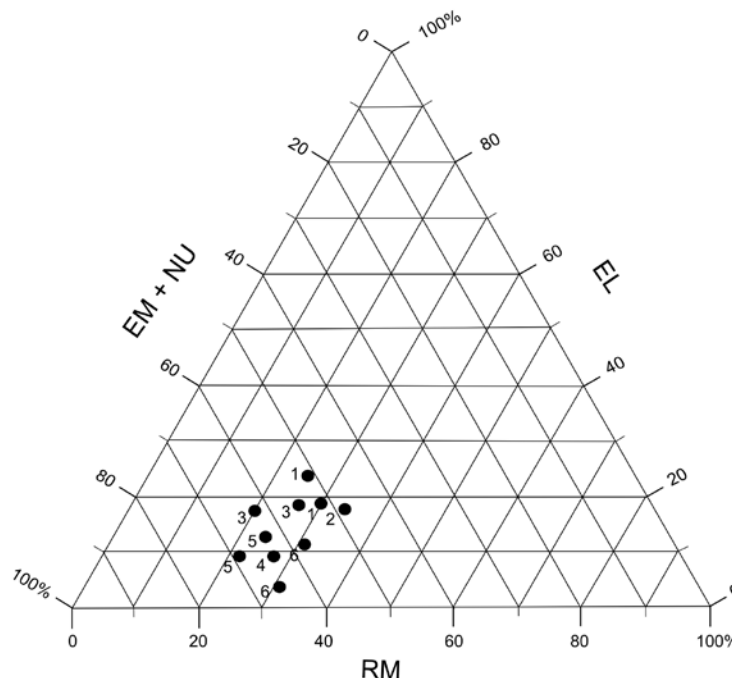
Sfałdowana glina oraz żwiry pokryte są przez soczewkę piasków drobnoziarnistych barwy kremowej, o bardzo wyraźnej, ostrej granicy z nadległym osadem, która mogła stanowić strefę poślizgu deformowanych warstw glin (fot. 8E). Powyżej tego wyciśnięcia pojawia się początkowo glina lodowcowa, wykazująca w spągu pseudo-warstwowanie współkształtne do wyciśnięcia, które następnie skręca ostro ku górze. W tym miejscu zaczyna się strefa występowania zróżnicowanych osadów w postaci równoległych warstw zapadających na N (fot. 8A, 8D). Gлина przewarstwiona jest wkładkami żwirowymi, których upad wynosi średnio 47° . Dalej pojawiają się gruboziarniste osady piaszczysto-żwirowe o brązowej barwie i bardzo słabym stopniu wysortowania, które otaczają diapir od północy. Osad ten jest silnie węglanowy – 10,7%. Piaski i żwiry przewarstwione są pokładem diamiktonu o barwie brunatno-wiśniowej i miąższości ok. 50 cm (fot. 9C). Jest to prawdopodobnie glina lodowcowa, bardzo zwięzła o zawartości CaCO_3 wynoszącej 9,2%. Warstwa osadu zapada na N pod kątem 52° . Od południa diapir zbudowany z gliny szaro-zielonej graniczy z bardziej kruchą gliną brązową, której węglanowość waha się w granicach od ok. 8,7 do 12,3%. Strefa kontaktu tych osadów jest dość ostra.



Fot. 9. Stanowisko Siedlątków 2. A – Zaburzenia typu fałdowego w obrębie diapiru w glinie lodowcowej, B – Ukośne pseudo-warstwowanie gliny lodowcowej na północ od wyciśnięcia, C – Warstwa diamiktonu rozdzielająca osady piaszczysto-żwirowe (Frydrych 2013)

W stanowisku Siedlątków 2 udział poszczególnych typów morfoskopowych ziarn kwarcu jest dość zbliżony. Zdecydowanie dominują ziarna pośrednie, których udział mieści się w granicach od 47,5% do 68,6%. Na rysunku 8 ten typ ziarn przedstawiony został łącznie z ziarnami nieobrobionymi (NU), których procentowa zawartość oscyluje w przedziale 1-3,5%. Największa ich liczba pojawia się w piaskach i żwirach glacyfluwialnych. Zawartość ziarn okrągłych matowych w profilu jest najmniej urozmaicona, największa odnotowała się w glinie lodowcowej wyciskającej się w postaci fałdu na N od diapiiru i osiągnęła 33,8%. Natomiast najniższy ich udział (20%) zaznacza się w glinie szarozielonej tworzącej diapiir. Trochę większe zróżnicowanie odnotowało się w udziale procentowym ziarn typu EL, który waha się od 11,2% w brunatno-wiśniowym diamiktonie do 24% w glinie lodowcowej graniczącej z zaburzeniem od północy. W całym profilu zaznacza się dość duża zawartość ziarn pękniętych. Największym ich udziałem charakteryzuje się glina tworząca fałd, w której wyniósł on 20%. W obrębie gliny budującej diapiir wartość ta oscyluje w przedziale 12-17%.

Stopień zaokrąglenia ziarn kwarcu według W. C. Krumbeina (1941) w osadach stanowiska Siedlątków 2 cechuje się nieznacznym urozmaiceniem. Najwyższy stopień obróbki występuje w obrębie gliny lodowcowej na S od diapiiru gdzie osiąga wartość 0,580. Natomiast najniższy odnotowuje się w glinie szarozielonej i wynosi 0,522



Rys. 8. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu wg Cailleux (1942) w stanowisku Siedlątków 2.

1- glina lodowcowa na N od diapiiru, 2 – glina budująca fałd o wergencji południowej, 3 – zielono-szara glina budująca diapiir, 4 – osady piaszczysto-żwirowe, 5 – diamikton brunatno-wiśniowy, 6 – glina lodowcowa na S od diapiiru

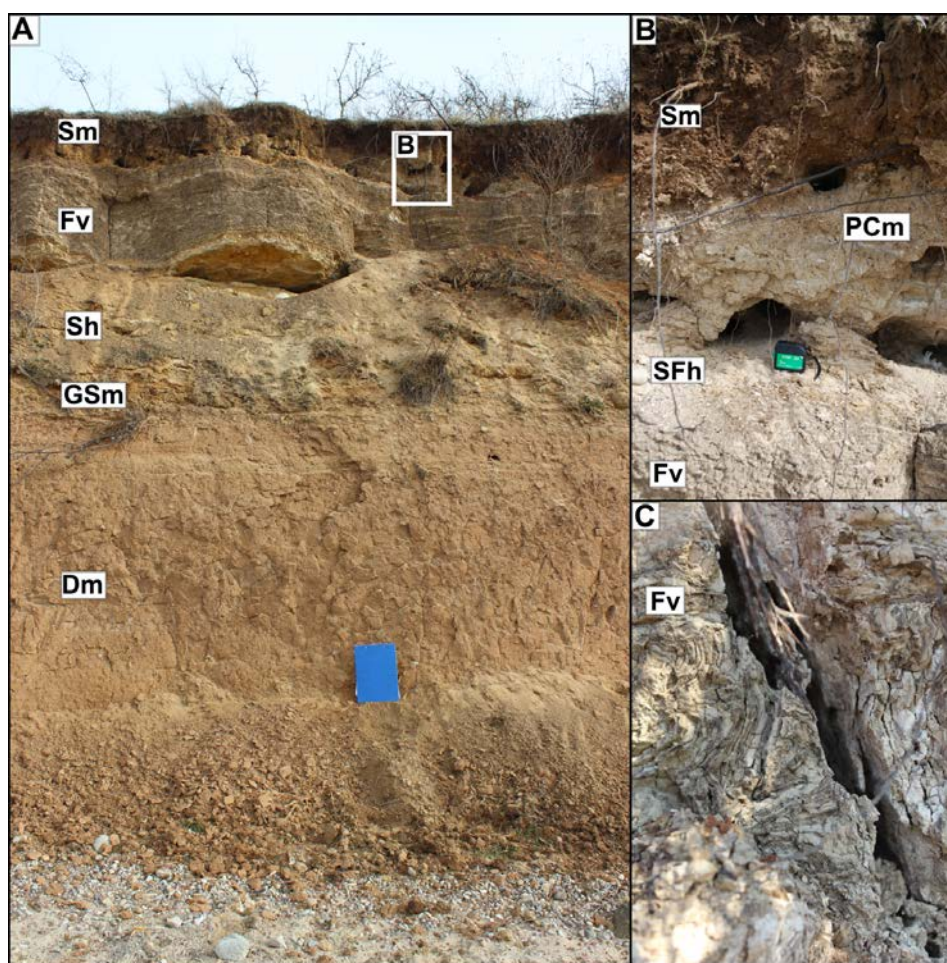
Wyniki analizy zaokrąglenia według M.C. Powersa (1953) pokrywają się z tymi otrzymanymi metodą W.C. Krumbeina (1941). W całym profilu jego stopień mieści się w przedziale 0,35-0,49 – *subrounded*.

W zaburzenie zaangażowane zostały bardzo zróżnicowane osady, które uległy plastycznym deformacjom, prawdopodobnie w warunkach silnego uwodnienia. Dowodzi to istnieniu ciepłego reżimu lądolodu podczas ich tworzenia oraz braku wieloletniej zmarzliny. Jądro diapiru stanowi szarozielona glina, którą skorelować można z gliną warciańską dolną. Od górnego pokładu gliny oddzielona jest przez warstwę mułków oraz osadów glacifluwalnych. Świadczy to o dość znacznej przerwie w akumulacji glin lodowcowych, która mogła odbyć się podczas dwóch kolejnych nasunięć lądolodu podczas jego oscylacji. W przerwie tej istniał zbiornik zastoiskowy, w którym akumulowały się mułki. Trudno jest oszacować rozmiar zbiornika, jednak miał on prawdopodobnie charakter lokalny, ponieważ osad w nim zgromadzony różni się znacznie od innych utworów zbiornikowych odsłaniających się w klifie. Kolejne nasunięcie lądolodu poprzedzone było akumulacją piasków i żwirów glacifluwalnych. Obecność w dolnej części również warstwy żwirów i znacznej wielkości głazów może dowodzić występowaniu spływów o charakterze katastrofalnym. Do powstania deformacji doszło w trakcie młodszego nasunięcia na skutek nacisku lądolodu, który spowodował wyciśnięcie starszych osadów, które przerwały ciągłość młodszej gliny i uległy sfałdowaniu. Deformacjom została poddana również młodsza glina, której dolna część, pod wpływem nacisku wyciskających się osadów, uległa pseudowarstwowaniu i częściowo sfałdowaniu. Diapir nie wyróżnia się w topografii terenu, a jego górna część została ścięta prawdopodobnie przez osady ablacyjne.

4.3. Siedlątków 3

Na południe od stanowiska Siedlątków 2 w pokładzie gliny pojawia się kolejne rozcięcie widoczne w profilu klifu w formie rynny erozyjnej, które prezentuje rysunek 9 i fot. 10A. Odsłonięcie ma w tym miejscu ponad 5,5 m wysokości. Zagłębienie widoczne w klifie ma długość ok. 24 m, a maksymalna jego głębokość wynosi ok. 3 m. Glina odsłaniająca się w klifie ma barwę brunatną i strukturę masywną, jest zwięzła i spękana przy powierzchni. Jej miąższość w odsłonięciu wynosi minimalnie ok. 2,5 m. W jej obrębie widoczny jest znaczny udział żwirów i głazików, przeważnie skandynawskich. Zawartość węglanu wapnia mieści się w granicach 4-6%. Jest to prawdopodobnie ten sam pokład gliny, co w stanowisku pierwszym. Tutaj również rozcięta jest przez warstwę piasków, żwirów i głazów, a kontakt pomiędzy nimi ma charakter erozyjny (fot. 10A). W spągu tej warstwy

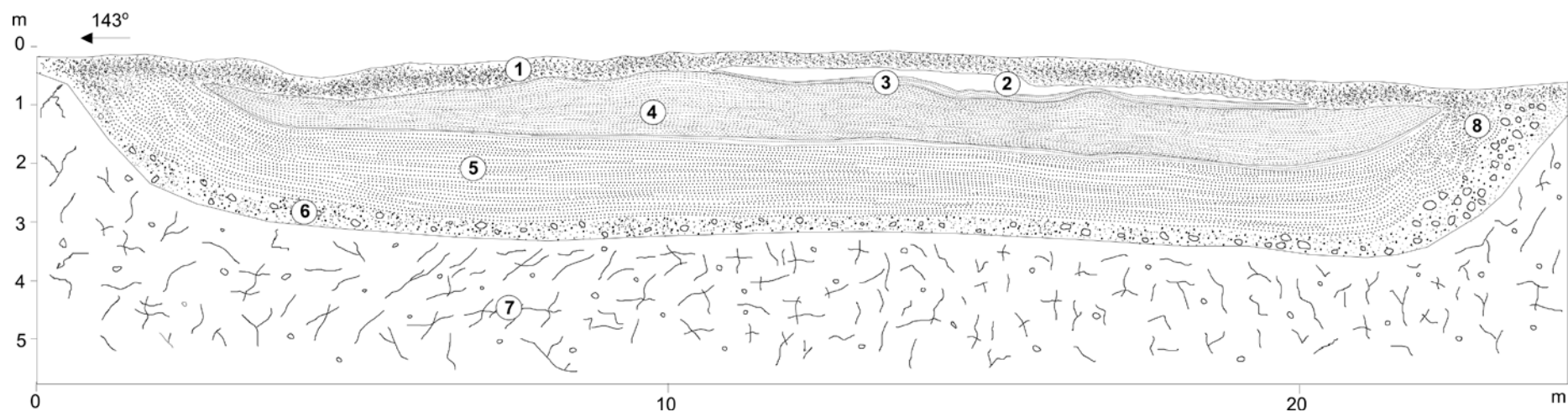
występują dobrze wysortowane piaski, które przechodzą w osady większych frakcji. Największe nagromadzenie głazów i największa ich miąższość występuje w południowej części wypełnienia. Średnia maksymalna średnica 10 największych klastów (MPS) widocznych w odsłonięciu wynosi 30 cm. Z diagramu Hjulströma (1935) w modyfikacji Sundborga (1956) wynika, że prędkość przepływu umożliwiająca transport ziaren takiego rozmiaru musiała sięgnąć ok. 400 cm/s. Przy czym maksymalna prędkość przepływu mogła osiągać ponad 600 cm/s. Wartości te oparte są jedynie na otoczakach widocznych w odsłonięciu, w rzeczywistości mogły występować znacznie większe przepływy. Rozmiary głazów w odsłonięciu maleją w centralnej części rynny erozyjnej. W tym profilu odnotowuje się dominujący udział otoczaków materiału lokalnego wśród największych klastów, charakteryzujących się bardzo dobrym stopniem obtoczenia oraz widocznymi efektami niszczenia w postaci spękań i kruszenia (fot. 11B). Osady te odznaczają się również wysoką zawartością węgla wapnia, która osiąga ok. 7%.



Fot. 10. Stanowisko Siedlątków 3. A – Rynna erozyjna rozcinająca glinę lodowcową, wypełniona przez osady żwirowo-piaszczyste, pokryte warstwowanymi piaskami oraz osadami zastoiskowymi, B – Poziom wytrąceń węglanowych, C – Zaburzenia w obrębie ilów warwowych (Frydrych 2013)



Fot. 11. Stanowisko Siedlątków 3. A – rytmicznie warstwowane osady zastoiskowe, B – Spękane otoczaki skał lokalnych tłoku głazowego, C – Wypełnienie rynny erozyjnej osadami piaszczysto-żwirowymi ze znacznym udziałem głazów, widoczne struktury spływowe (Frydrych 2013)

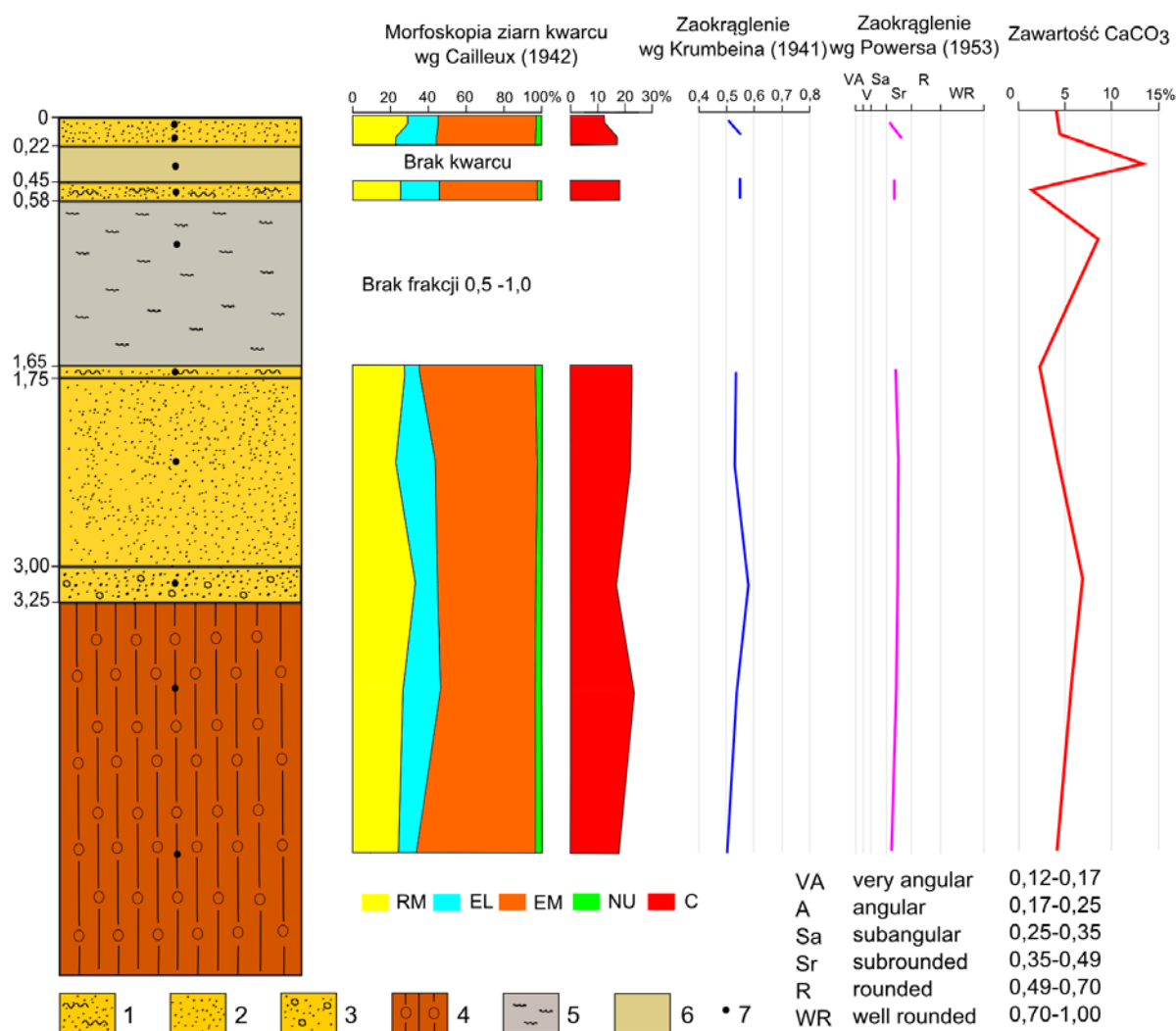


Rys. 9. Siedlątków 3. Szkic odsłonięcia: 1 – bezstrukturalne osad piaszczysty przechodzący w glebę, 2 – strefa wytrąceń węglanowych, 3 – piaski i mułki, 4 – iły warwowe, 5 – piaski warstwowane horyzontalnie, 6 – piaski, żwiry i głazy, 7 – glina lodowcowa, 8 – piaski o zaburzonej strukturze ze śladami spływu

W południowej części rynny erozyjnej w warstwie osadów gruboziarnistych oraz nadległych piasków widoczne są wyraźne ślady zaburzonego smugowania i warstwowania przypominającego struktury spływowe (fot. 11C). Nad warstwą z głazami występują horyzontalnie warstwowane piaski średnio- i gruboziarniste o miąższości 1-1,5 m. Zawartość CaCO_3 w ich obrębie wynosi ok. 4%. Powyżej pojawia się warstwa jasnokremowych piasków drobnoziarnistych i mułków, w których udział węglanu wapnia spada do 2,3%. Przechodzą one w pokład osadów rytmicznie warstwowanych, o wyraźnie zaznaczających się warstewkach jasnych i ciemnych (fot. 11A). Ich miąższość wynosi ok. 1 m. Osady tego typu są wyznacznikiem akumulacji w zbiorniku zastoiskowym i określane są jako ily warwowe (De Geer 1912), jednak zaznacza się w nich frakcjonalne zróżnicowanie w obrębie jasnych i ciemnych lamin (Klaczyńska-Przyjemska 1973, Paluszkiewicz 1998). W przypadku analizowanego osadu, nieznacznie grubsze, jasne warstewki tworzone są przeważnie przez mułki, a laminy ciemne przez drobniejsze osady ilaste. Stanowią one najprawdopodobniej roczne cykle sedymentacyjne, w których laminy jasne powstawały w porze letniej, przy większym udziale materiału allochtonicznego dostarczanego do zbiornika przez wody roztopowe. Warstewki ciemne deponowane były zimą, z dominującym udziałem materiału autochtonicznego, dlatego posiadają większy udział substancji organicznej. W obrębie osadu widoczne są niewielkie, małoskalowe zaburzenia (fot. 10C), które mogą być śladem prądów obecnych w wodach zbiornika, działalności przydennej fauny (bioturbacje) lub późniejszych deformacji wywołanych procesami obciążeniowymi i osiadaniem (Klaczyńska-Przyjemska 1973, Gaslar 1995, Paluszkiewicz 1998). Osady uległy również spękaniu i zbrekcjonowaniu, jednak ciągłość osadu została zachowana. Maksymalna zmierzona miąższość warwitów wynosi 107 cm w centralnej części zagłębienia. Przeciętna grubość jednorocznej laminy obliczona na podstawie pomiarów w terenie i dokumentacji fotograficznej wynosi 7 mm, przy czym ich miąższość w osadzie jest dość zbliżona. Pozwala to oszacować orientacyjną długość akumulacji osadu w zbiorniku na ok. 150 lat. Pomiar ten nie jest precyzyjny, ale w przybliżeniu pozwala ocenić czas trwania zbiornika zastoiskowego. Osady te wykazują znaczną węglanowość przekraczającą 8%. Miejscami w jego obrębie pojawiają się konkrety węglanowe przypominające kukielki lessowe. Powyżej warwitów występują piaski i mułki o kremowej barwie, które widoczne są jedynie w centralnej części profilu. Osad jest dobrze wysortowany i nie udało się pozyskać z niego odpowiedniej ilości ziarn frakcji 0,8-1,0 mm, dlatego morfoskopię przeprowadzono dla frakcji 0,5-0,8 mm. W osadzie tym widoczny jest nagły spadek zawartości CaCO_3 , która przyjmuje najniższą wartość w profilu (1,45%). Ponad nim występuje warstwa jasnego, pylastego osadu, w którym widoczne są agregaty wytrąceń

węglanowych, który w dolnej części przewarstwiony jest niżej leżącymi piaskami i mułkami. Wykazuje on najwyższą w profilu węglanowość – 14%. W próbce pobranej z tego osadu nie występował kwarc. Powstały w nim liczne ptasie gniazda (fot. 10B). Najwyższą warstwę stanowi piaszczysty, gruzełkowaty osad przechodzący stopniowo w glebę. Jego węglanowość przekroczyła nieznacznie 4%.

W analizowanym profilu widoczna jest niewielka zmienność w obrębie obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w poszczególnych osadach (rys. 10). Dominujący udział mają ziarna pośrednie, których zawartość waha się od 50 do 60%. Najwyższy w całym profilu udział ziarn okrągłych matowych występuje w warstwie piasków, żwirów i głazów (33%), co może być spowodowane inkorporacją osadów lepiej obrobionych z podłoża, podobnie jak ma to miejsce w przypadku skał mezozoicznych.



Rys. 10. Profil oraz wyniki badań wybranych cech osadów odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko w stanowisku Siedlątków 3

1 – piaski i mułki, 2 – piaski, 3 – piaski, żwiry i głazy, 4 – glina lodowcowa, 5 – iły warwowe, 6 – strefa wytrąceń węglanowych, 7 – miejsce poboru próbek

Podwyższona ilość ziarn o obróbce eolicznej występuje również w stropie klifu. Ziarna typu EL stanowią grupę, której udział jest najbardziej urozmaicony. Najwyższa ich zawartość występuje w piaskach warstwowanych horyzontalnie i osiąga ponad 21%, a najniższa w piaskach drobnoziarnistych podścielających ility warwowe. Ziarna nieobrobione występują w profilu w granicach 2-4%, a ich największa liczba pojawiła się w obrębie gliny lodowcowej. Udział ziarn pękniętych w profilu mieści się w przedziale od 12 do 24%, przy czym największy odnotowano w glinie lodowcowej.

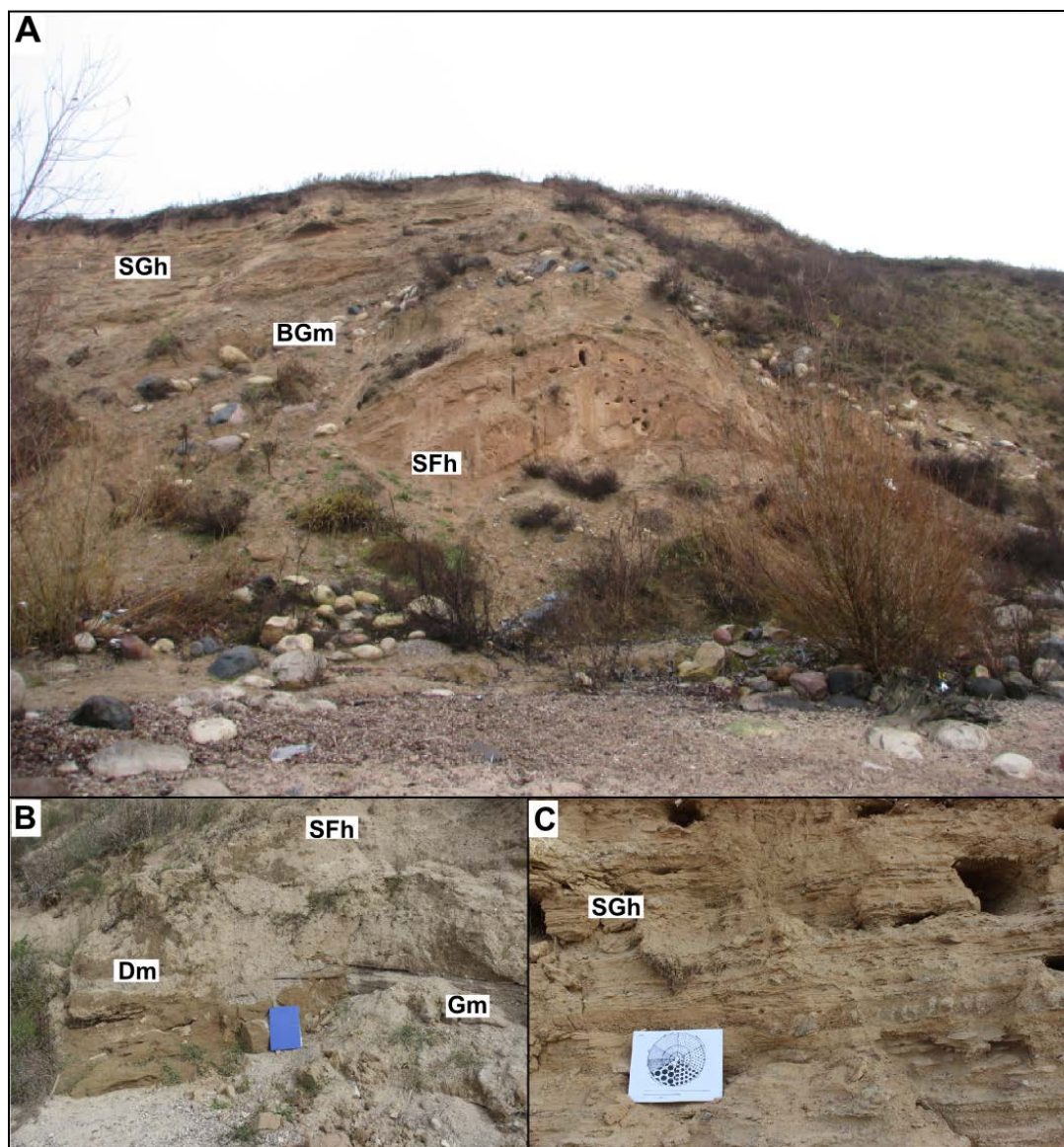
Stopień zaokrąglenia ziarn kwarcu w obrębie profilu jest jedynie w niewielkim stopniu zróżnicowany. Najniższa wartość zaokrąglenia według skali W.C. Krumbeina (1941) odnotowana została w glinie lodowcowej i wynosi 0,496. Natomiast ziarna kwarcu o najlepszej obróbce występują w warstwie piasków, żwirów i głazów i osiągają 0,592 (rys. 10). Zróżnicowanie stopnia zaokrąglenia według M.C. Powersa (1953) jest bardzo niewielkie, a ziarna kwarcu w całym profilu są średnio zaokrąglone.

Różnorodność osadów w pionie świadczy o znacznej zmienności środowisk depozycyjnych. Początkowo w klifie odsłaniają się ślady akumulacji glacialnej, której skutkiem jest powstanie poziomu gliny lodowcowej. Proces ten został przerwany przez katastrofalny spływ wód glacyfluwialnych - możliwe, że w kanale supraglacialnym, lecz bardziej prawdopodobne, że odbyło się to już w strefie ekstraglacialnej po wycofaniu lądolodu. Towarzystwo temu rozcięcie stropu gliny i powstanie rynn erozyjnej oraz akumulowanie piasków. Następnie nastąpił wzrost energii przepływu, który umożliwił transport i depozycję żwirów i głazów. Spływ ten był prawdopodobnie jednorazowy, a po jego ustaniu zachodziło wypełnianie zagłębienia przez piaszczyste osady stożka napływowego. Gdy energia przepływu spadła, nastąpiła depozycja drobniejszych piasków i mułków. Z czasem zagłębienie przekształciło się w zbiornik zastoiskowy, w którym na skutek wytrącania materiału z zawiesiny powstała warstwa ility warwowych. W obrębie warwitów nie zaobserwowano struktur typowych dla akumulacji z napławiania, dlatego można wnioskować, że zbiornik ten nie miał bezpośredniego kontaktu z lodem aktywnym lub martwym. Liczne spękania w obrębie osadów zbiornikowych mogły powstać podczas wysychania i osiadania osadu. Niewykluczone, że w na ich powstanie wpływ miały wstrząsy sejsmiczne. Po niemal całkowitym wypełnieniu obniżenia ponownie w odsłonięciu odnotowuje się obecność przepływu i akumulację piasków i mułków. Poziom wytrącen węglanów powstał prawdopodobnie postsedymencie z wytrącania w procesie migracji wody wewnątrz osadów. Ponadto proces kumulacji węglanów mógł być potęgowany przez gospodarkę rolną człowieka.

4.4. Siedlątków 4

Stanowisko Siedlątków 4 obejmuje jeden z najwyższych fragmentów klifu, którego wysokość przekracza 10 m. Centralną część profilu zajmuje symetryczny fałd, którego jądro buduje wyciśnięta z podłoża glina lodowcowa. Otaczają ją współkształtnie warstwowane piaski drobnoziarniste i mułki o kremowej barwie (fot. 12A). Obecnie dolna część profilu w miejscu wyciśnięcia pokryta jest osadami osypującymi się i osuwającymi z górnej części klifu, które przysłaniają jądro gliniaste. O jego obecności świadczą zdjęcia zamieszczone w starszym opracowaniu (Klatkova 1996) oraz odsłonięcie się jej kilka metrów na północ (rys. 12B). Zawartość węglanu wapnia wynosi w niej 9,6%. W dolnej części odsłonięcia obok gliny lodowcowej odsłania się pakiet żwirów ścięty horyzontalnie przez wyżej leżące osady. Piaski drobnoziarniste i mułki budujące fałd stanowią sromy i wysunięty fragment klifu, wyraźnie odcinający się od osadów sąsiednich. W utworach widoczne są współkształtne do fałdu spękania. Węglanowość osadu wynosi 5,2%. Osad jest dość dobrze wysortowany i nie zawierał ziarn kwarcu we frakcji $> 0,8$ mm, dlatego morfoskopię przeprowadzono dla frakcji 0,5-0,8 mm. Ponad nimi znajduje się warstwa głazów, żwirów i piasków, wyraźnie podkreślająca obecność fałdu, którego promień wzrasta wraz z wysokością. Zawartość CaCO_3 utrzymuje się na poziomie 4,8%. Głazy są w niej dość silnie upakowane i podobnie jak w poprzednich profilach stanowią je głównie dobrze obrobione otoczaki z dużym udziałem materiału lokalnego. Średnice widoczne w obrębie klifu przekraczają niekiedy 60 cm., a MPS wynosi 51 cm. Prędkość przepływu obliczona ze wzoru oraz odczytana z diagramu Hjülstroma (1935) w modyfikacji Sundborga (1956) mogła mieścić się w granicach 500-700 cm/s. Miąższość odsłoniętej warstwy w fałdzie wynosi ok. 1 m, ale znacznie wzrasta w kierunku południowym, gdzie głazy tworzą zwarty pokład o wyraźnym stropie i spągu (fot. 13). Warstwa ta ciągnie się kilkadziesiąt metrów wzdłuż klifu a jej przebieg jest wyraźnie zafalowany, co mogło być skutkiem deformacji postsedymenacyjnych. Powyżej znajduje się gruba warstwa wyraźnie warstwowanych piasków przewarstwionych żwirami (fot. 12C). Warstwowanie w części północnej odsłonięcia pochylone jest w kierunku północnym i nawiązuje do budowy fałdu. Węglanowość piasków i żwirów wynosi 3,7%. W obrębie tych osadów na północ od fałdu znajduje się blok zlepieńca stanowiący niewielką krę plejstocenską, który mógł zostać osadzony w osadach zbiornika sedymenacyjnego jako *dropstone*. W północnym skrzydle fałdu w osadach piaszczystych odsłania się soczewka bardzo ciasno upakowanych żwirów o wymiarach do kilku centymetrów. Przed klifem w osadach tworzących platformę przybrzeżną odsłaniają się silnie zerodowane bloki

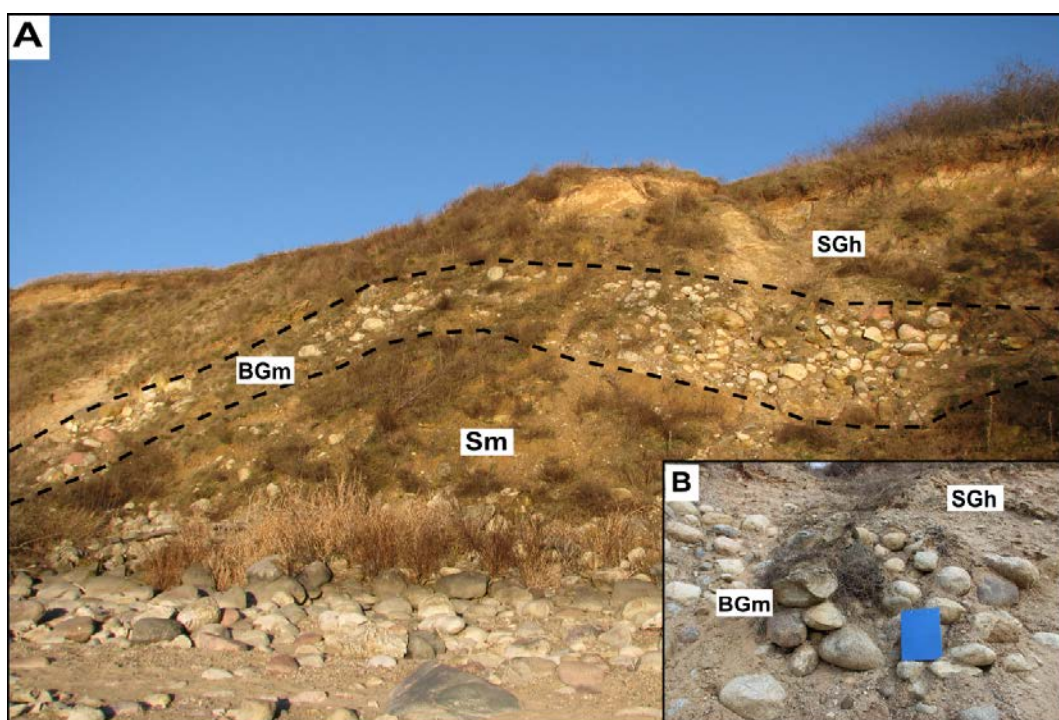
piaskowców i zlepieńców ze spoiwem węglanowym (fot. 1). Stanowią one prawdopodobnie fragment kry osadów mezozoicznych, która została wyrwana z podłoża i osadzona w osadach glacialnych przez lądolód. Okruchy tych skał o różnej wielkości rozsiane są na znacznym odcinku odsłoniętego dna zbiornika w pobliżu tego stanowiska. Nie można wykluczyć możliwości, że w tym miejscu na powierzchni ukazuje się wychodnia podłoża mezozoicznego.



Fot. 12. Stanowisko Siedlątków 4. A – Fałd w utworach gliniastych i piaszczysto-mułowych, otoczony współkształtnie warstwą głazów i żwirów, B – Wyciśnięcie gliny lodowcowej i jej niezgodny kontakt z pakietem żwirów, C – Warstwowane piaski i żwiry stożka napływowego (Frydrych 2012)

Analiza morfoskopowa wykazała bardzo niewielką zmienność w zakresie udziału różnych typów ziarn kwarcu (rys. 11). Największą procentową zawartość mają ziarna pośrednie, wartość ta oscyluje w granicach 46,4-50,5%. Relatywnie wysoka eolizacja

zaznacza się w warstwie głazów, żwirów i piasków i osiąga 41,8%. Najmniejszy udział ziarn okrągłych matowych występuje w soczewce żwirów oraz w piaskach przewarstwionych żwirami, gdzie wynosi 33,7%. Zawartość ziarn błyszczących mieści się w przedziale od 10,2% w glinie lodowcowej do 19,3% w piaskach i mułkach. Ziarna nieobrobione w osadach odsłaniających się w klifie stanowią od 0 do 3,2% ziarn. Największą ich ilość odnotowano w soczewce żwirów. W obrębie tych osadów zaznaczył się również największy udział ziarn pękniętych, który osiągnął 12,6%.

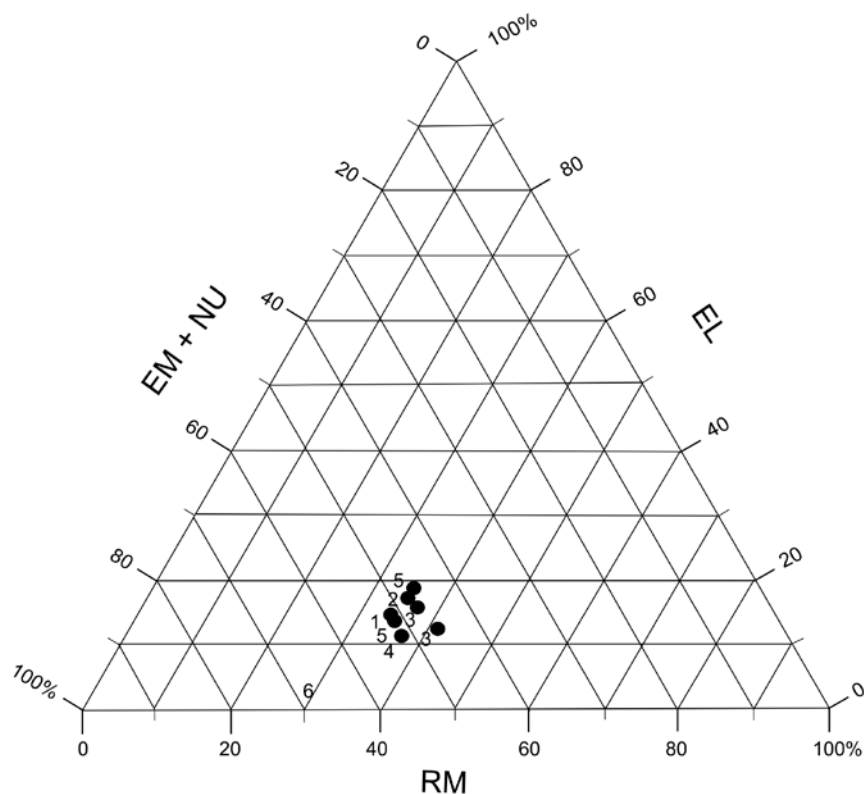


Fot. 13. Stanowisko Siedlątków 4. A - Zaburzenia w przebiegu warstwy osadów gruboklastycznych z dużym udziałem otoczków skał lokalnych (B) (Frydrych 2013)

W obrębie osadów budujących wysoczyznę rozciętą klifem w Stanowisku 4 zaznacza się dość dobry stopień obróbki ziarn kwarcu. Największa jego wartość w skali W.C. Krumbeina (1941) odnotowana została w osadzie z głazami i osiągnęła 0,624. Najniższym stopniem obróbki cechuje się piasek przewarstwiony żwirami, w których wynosi 0,576. W skali M.C. Powersa (1953) najlepsze zaokrąglenie odnotowano również w warstwie gruboklastycznej – na granicy przedziału ziarn średnio zaokrąglonych i zaokrąglonych, a najsłabsze w warstwowanych piaskach i żwirach.

Początkowo na badanym obszarze zachodziła akumulacja gliny lodowcowej, której strop odsłania się tylko na bardzo krótkim odcinku. Osady leżące powyżej gliny akumulowały się prawdopodobnie w okresie deglacjacji, który początkowo zapisał się odłożeniem pokładu

piasków i mułków. Ich akumulacja przerwana została przez katastrofalną powódź glacialną o charakterze jökulhlaupu, podczas której powstała warstwa głazów. O bardzo dużej sile erozyjnej i energii przepływu podczas spływu wód, świadczy znaczna miąższość warstwy oraz wielkość i dobre obtoczenie głazów. Ich rozmiary wskazują na szacunkową prędkość przepływu w granicach 5-7 m/s. Następnie w profilu odnotowała się naprzemiennie akumulacja piasków i żwirów stożka napływowego.



Rys. 11. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu wg Cailleux (1942) w stanowisku Siedlątków 4.

1 – żwiry, 2 – warstwowane piaski i żwiry, 3 – żwiry z głazami, 4 – glina lodowcowa, 5 – piaski drobnoziarniste z mułkami

Geneza zaburzenia nie jest w tym wypadku prosta do ustalenia, ponieważ istnieje wiele możliwości jej interpretacji:

1. Deformacja osadów glacialnych mogła mieć podstawy w glacitektonice. W profilu nie widać skutków naporu bocznego, ale znaczna symetria fałdu może świadczyć o istnieniu nacisku od góry. Deformacje widoczne są jednak nie tylko w utworach glacialnych, a w całym profilu. Szczególnie podkreśla je warstwa osadów gruboklastycznych, która uległa na odcinku kilkunastu metrów pionowemu przemieszczeniu w granicach 5-6 metrów.

2. Prawdopodobne jest, że do zaburzenia osadów doszło na skutek wznoszących ruchów tektonicznych, które spowodowały wydźwignięcie części osadów. Teza ta tłumaczyłaby deformacje w obrębie całego profilu oraz znaczną zmienność osadów wzdłuż odsłonięcia.
3. Duże znaczenie w wykształceniu obecnego stanu osadów mogło mieć osiadanie. Możliwe również, że pewną rolę w powstaniu zaburzenia posiada kora osadów mezozoicznych, która stanowiła twardsze podłoże osadów i uniemożliwiła ich ruch w trakcie osiadania. Trudno jest jednak oszacować jej wielkość oraz zasięg bez wykorzystania bardziej zaawansowanych badań.

Na powstanie analizowanego zaburzenia wpływ mogły mieć różne czynniki, a jego geneza jest prawdopodobnie złożona.

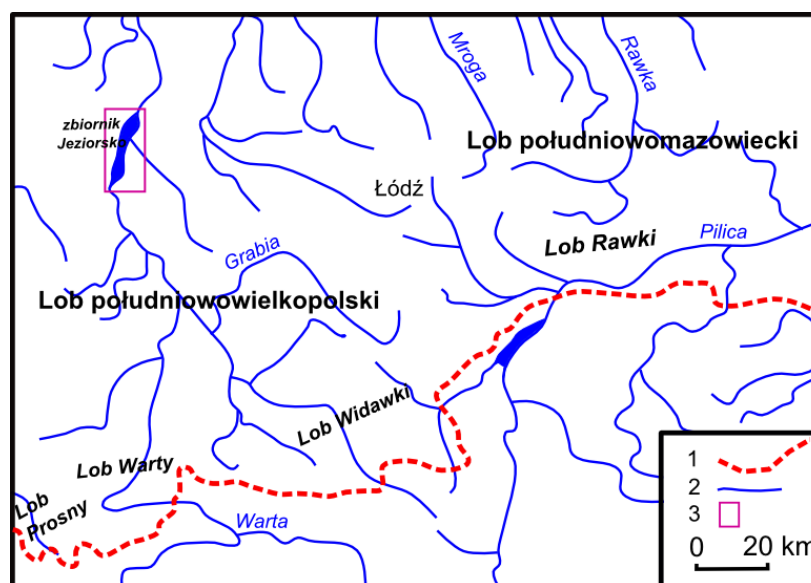
5. Rekonstrukcja ewolucji środowiska w trakcie zlodowacenia warty oraz w okresie postwarciańskim na podstawie literatury i przeprowadzonych badań

5.1. Okres transgresji lądolodu

Pomimo licznych i długotrwałych badań zagadnień glacialnych i paleogeograficznych zlodowaceń skandynawskich, poglądy na rangę stratygraficzną jednostki warciańskiej w literaturze są nadal bardzo rozbieżne. Znaczna część geomorfologów i stratygrafów opowiada się za odrębnością zlodowacenia warty (Klatkowa 1972, Baraniecka 1993, Wojtanowicz 2004), jednak również często pojawiają się zdania o jej stadialnym lub jedynie fazowym charakterze (Mojski 2005, Lindner 2005, Ber, Lindner, Marks 2007). Pojawiały się również tezy o podrzędności odry w stosunku do zlodowacenia warciańskiego (Lindner, Marks 1995, Rdzany 2009). Odmienne poglądy dotyczą również wieku i czasu trwania jednostki warciańskiej, który określany był na 195-130 ka (Lindner, Marks 1993), 210-130 ka (Wojtanowicz 2004), 220-130 ka (Mojski 2005). W świetle nowszych badań panuje tendencja do odmładzania wieku zlodowacenia warty, które prawdopodobnie miało miejsce 160-130 ka (Rdzany 2009), a swoje maksymalne rozwinięcie 143 ka (Lambeck i in. 2006). Jednostka warciańska identyfikowana jest z 6 piętrem izotopowym, z którym skorelowano również zlodowacenie odry, utożsamiane wcześniej z piętrem 8, co zmienia znacząco spojrzenie na stratygrafię środkowego plejstocenu (Lindner 2005). Dawne i obecne koncepcje podziału stratygraficznego plejstocenu oraz rangi, jaką zajmuje w nim zlodowacenie bądź stadiał warty przedstawione zostały przez H. Klatkową (1972), K. Turkowską (2006) i Z. Rdzanego (2009). W obrębie badanego obszaru autorka nie znalazła dowodów potwierdzających którąkolwiek z tych tez, a używając w pracy terminu „zlodowacenie warty”, nie opowiada się jednoznacznie za taką jego rangą. Za pewną można jednak uznać dominację jednostki warciańskiej w wykształceniu pokrywy osadowej oraz siły morfotwórczej tworzącej wysoczyznę morenową rozciętą wybrzeżem klifowym.

Sposób i prędkość ruchu lądolodu zlodowacenia warciańskiego na obszarze Polski środkowej determinowane były przez zróżnicowane warunki termiczne w jego spągu, odmienne cechy osadów tworzących podłoże transgredującego lądolodu, a także lokalne warunki ukształtowania powierzchni. Powodowało to powstawanie strumieni lodowych o odmiennych cechach (Kasprzak 2003). Podczas transgresji lądolodu warciańskiego dolina

Warty miała bardzo duże znaczenie, jako droga jego rozprzestrzeniania w obrębie lobu południowowielkopolskiego (rys. 12), który pokrywał analizowany obszar (Krzemiński 1974, 1997, Rdzany 2009, Rdzany i in. 2013). Na przedpolu lądolodu w okresie anaglacjalnym rozwijały się jeziora zastoiskowe, szczególnie w osiach dolin. Zbiornik Jeziorsko znajduje się w miejscu występowania rozległego zbiornika zastoiskowego rozciągającego się na ok. 50 km w dolinie Warty między Małkowem, Wartą, Zadzimiem i Poddębicami. Akumulowały się w nim mułki, mułki lessopodobne, pyły oraz piaski drobnoziarniste, które podczas nasunięcia lądolodu uległy częściowemu zerodowaniu i deformacjom (Miziołek 1988). Niewykluczone jednak, że na obszarze zbiornika Jeziorsko występowało kilka mniejszych zbiorników. Zamarznięcie wód lub osadów zbiornikowych, po których przemieszczał się transgredujący lądolód powodowało osłabienie tarcia w jego spągu i ułatwienie ślizgu, co mogło sprzyjać szybszemu przemieszczaniu, a nawet występowaniu szarż lodowcowych. Poślizg po osadach proglacjalnych mógł być odpowiedzialny również za nieciągłe odłożenie gliny lodowcowej na obszarze zbiornika, co widoczne jest w profilu odsłonięcia (Rdzany 2009).



Rys. 12. Położenie zbiornika Jeziorsko na tle maksymalnego zasięgu zlodowacenia warty.
Źródło: opracowanie własne na podstawie Rdzany (2009)

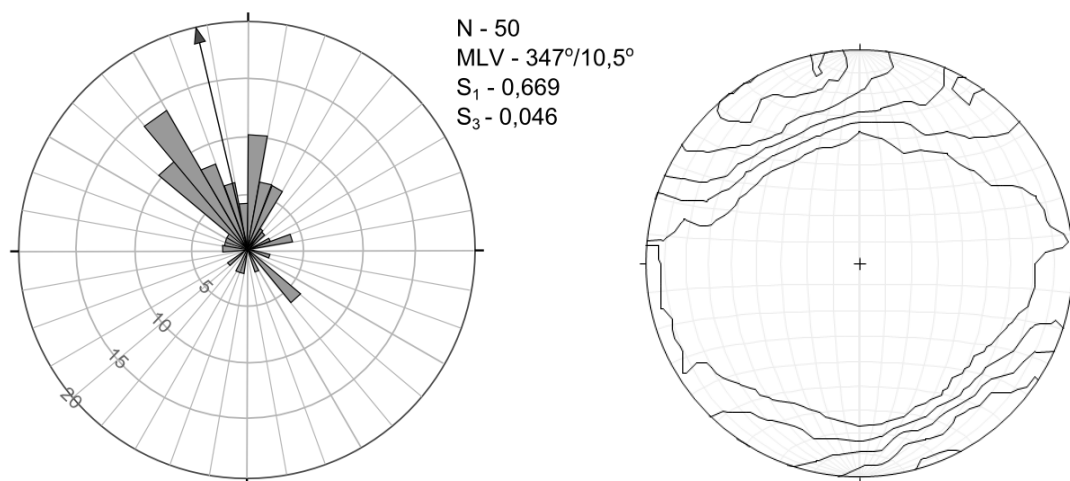
1 – maksymalny zasięg lądolodu warty, 2 – ciekі wodne, 3 - zasięg badanego obszaru

Analiza petrograficzna eratyków przewodnich wykonana przez P. Czubę (2003) pozwoliła ustalić obszary alimentacyjne lodu, z którego akumulował się materiał osadzony w rejonie zbiornika Jeziorsko. Podczas badań wykazano dominację skał alandzkich pochodzących ze wschodnio-fennoskandzkiego obszaru źródłowego dla diamiktonów i glin ablacyjnych. W żwirach odnotowano podwyższoną zawartość skał środkowoszewdzkich, co

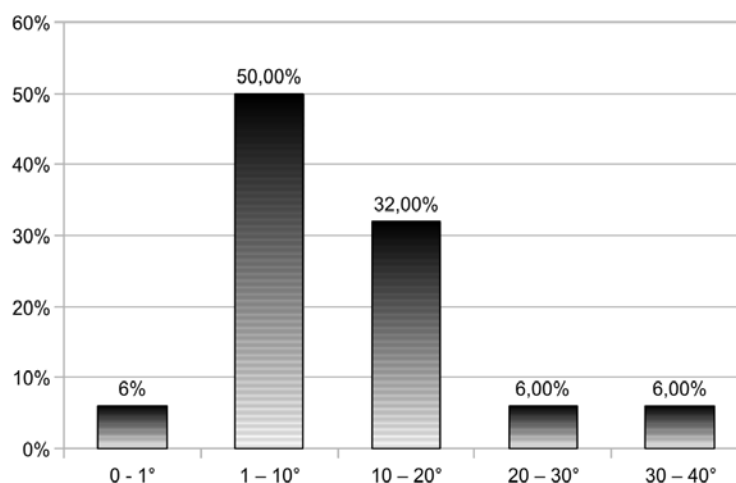
może być skutkiem dużej odporności na niszczenie w różnych warunkach transportu dalarnieńskich wulkanitów. W analizie eratyków dla diamiktonów największe znaczenie miał alandzko-fiński obszar źródłowy, mniejsze obszar Dalarna, a niewielkie Uppland, Skania, Småland oraz centralna i zachodnia część dzisiejszego Bałtyku. Spośród eratyków pochodzących ze wschodnio- i północno-fennoskandzkiego obszaru alimentacyjnego, najliczniej występują alandzkie granity, granitoporfiry oraz dolomity. W próbkach znaleziono również dwułuszczkowe granitognejsy Angermannland i porfiry botnickie. Północny obszar źródłowy (obszar Dalarna) reprezentowany jest przez porfiry Bredvad, porfiryty Grönklitt, piaskowce Dala, Degeberga oraz granity z Siljan. Z terenu południowej Szwecji pochodzi niewiele eratyków i są to głównie czerwone granity smålandzkie, granity Vislanda, Våxjö i piaskowce Kalmarund. Spośród zidentyfikowanych eratyków z depresji bałtyckiej najliczniej występowały brunatne porfiry bałtyckie, czerwone wapienie ordowickie i wapienie paleoporellowe. Dzięki analizie obszarów źródłowych eratyków P. Czubła (2001) dokonał rekonstrukcji drogi, jaką przebył lód zanim dotarł do okolic Siedlątkowa. Ustalił, że pierwotne miejsce wypływu lodowca mieściło się na północny zachód od Botniku Południowego. Lód przemieszczał się w kierunku południowym, napierając na region alandzki, gdzie jego siła erozyjna była najsilniejsza. Skutkuje to dominacją materiału z tego obszaru. Prawe skrzydło strumienia lodowego zahaczało o obszar Dalarna. Ładolód przemieszczał się następnie zachodnim skrajem depresji bałtyckiej, aby w okolicach Olandii przenieść się na południową stronę Bałtyku. Na terytorium Polski wkroczył prawdopodobnie od strony środkowego wybrzeża (Czubła 2003).

Bezpośredni kierunek nasuwania się ładolodu na rejon zbiornika Jeziorsko można określić na podstawie badań orientacji dłuższej osi klastów w glinie morenowej, które przeprowadzono w obrębie klifu w trzech stanowiskach: Siedlątków, Popów i Brodnia. Pomiar i obliczenia wykonano według zasad przedstawionych w rozdziale 2.2 i 2.3. Pomierzono jedynie gładziki w glinie brunatnej (górnej), ponieważ jedyne miejsca odsłonięcia się gliny szarozielonej (dolnej), były objęte przez daleko posunięte deformacje glaciektoneczne, które wykluczają wiarygodną analizę. We wszystkich stanowiskach gliny lodowcowe cechują się wysokim współczynnikiem orientacji klastów.

Pomiar orientacji dłuższych osi gładzików w Siedlątkowie wykonano w pokładzie gliny lodowcowej o miąższości ok. 3 m. Dominującym kierunkiem zapadania klastów okazał się kierunek północny. Najliczniej w osadzie występują klasty o azymucie w przedziale od 320° do 330° (rys. 13).



Rys. 13. Siedlątków. Orientacja dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych. Zestawiono w programie StereoNet 7 wg Allmendinger i in. (2011)

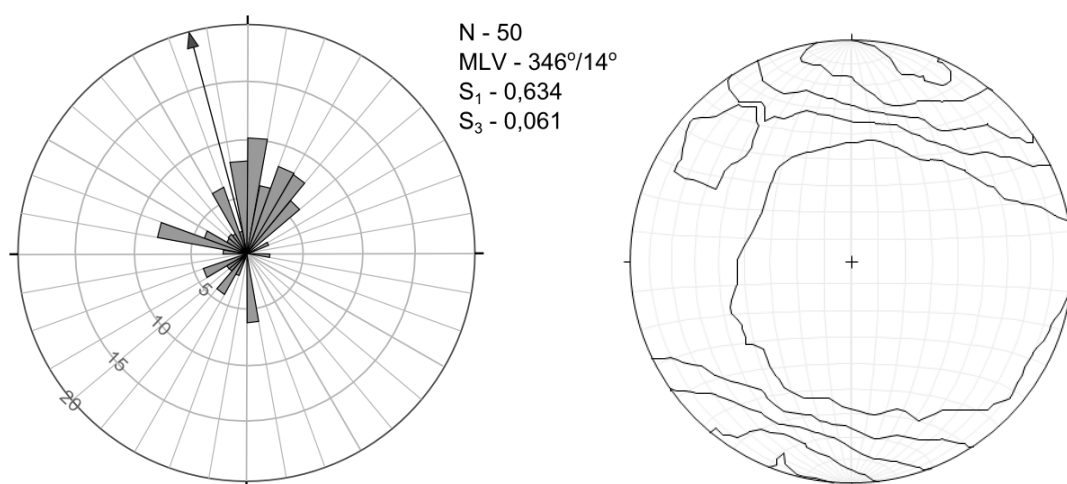


Rys. 14. Siedlątków. Rozkład wielkości upadów dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych

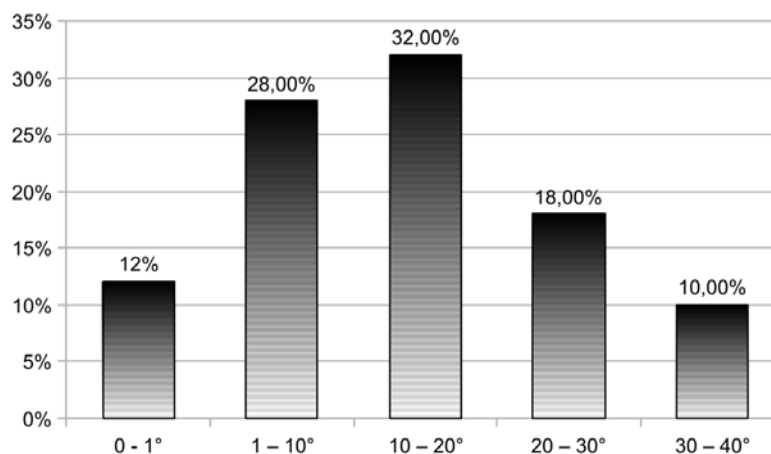
Koncentracja ułożenia klastów w profilu jest wysoka, o czym świadczy wartość wektora $S_1 = 0,669$ oraz wektora S_2 , który wynosi 0,046. Wektor wypadkowy wskazał kierunek 347°. Połowa pomierzonych głazików zapada pod niewielkim kątem w granicach 1-10° (rys. 14). Pod kątem 10-20° pochyłonych było 32% klastów, a w pozostałych przedziałach odnotowano ich po 6%. Średni upad dłuższych osi wynosi 10,5°. Niezbyt duże pochylenie głazików oraz znaczna koncentracja ich kierunków świadczy o tym, że jest to prawdopodobnie glina subglacialna.

Drugiego pomiaru dokonano w miejscowości Popów w glinie o miąższości ok. 3,5 m. Dyspersja ułożenia klastów jest największa spośród badanych stanowisk, wektor S_1 wynosi 0,634, a $S_3 = 0,061$ (rys 15). Wyraźnie dominują głaziki, których oś zapada w kierunku północnym, jednak najliczniejsze wartości odchylają się w kierunku północno-wschodnim.

Wektor wypadkowy pokrywa się z azymutem 346° . Kąty upadów wykazują znaczne zróżnicowanie, dominują wartości w przedziale $10-20^\circ$ (32%) oraz $1-10^\circ$ (28%). 28% gładzików pomierzonych w klifie miało nachylenie powyżej 20° , a 12% z nich położonych było horyzontalnie (rys. 16). Średni kąt upadu klastów wynosi 14° .



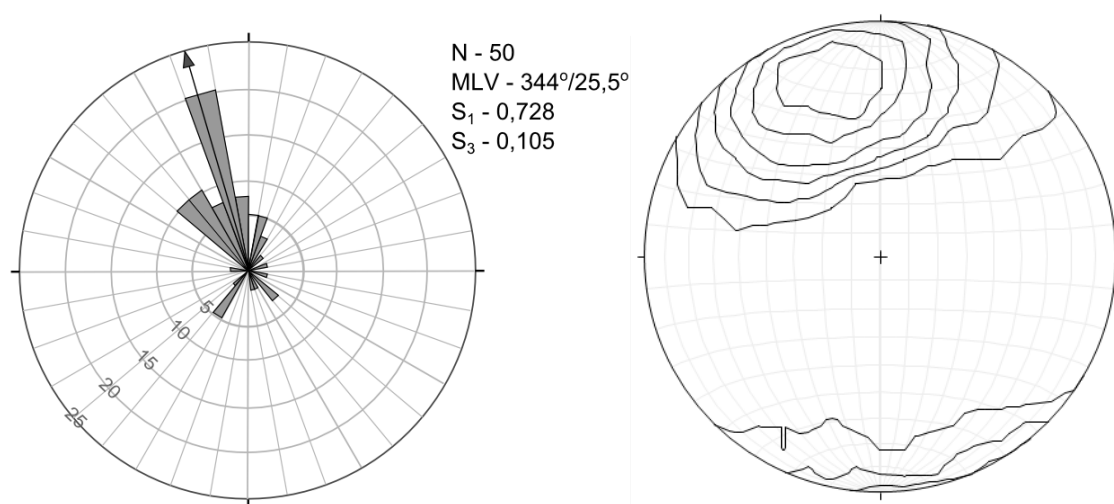
Rys. 15. Popów. Orientacja dłuższych osi klastów w glinach
Zestawiono w programie StereoNet 7 wg Allmendinger i in. (2011)



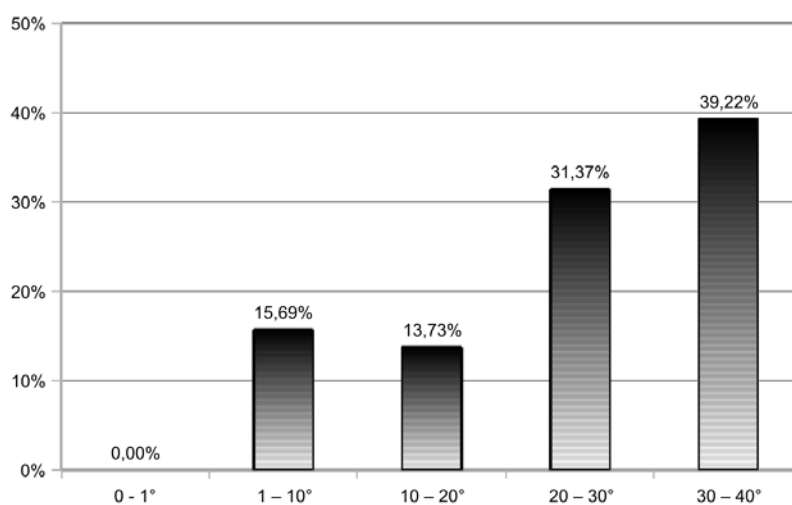
Rys. 16. Popów. Rozkład wielkości upadów dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych

Kolejny pomiar wykonano w klifie zbudowanym z gliny lodowcowej w miejscowości Brodnia. W profilu tym odnotowano największą koncentrację ułożenia gładzików, wektor wypadkowy znajduje się w przedziale dominujących kierunków ($330-340^\circ$) i wynosi 344° (rys. 17). Wartości wektorów S_1 i S_3 stanowią kolejno 0,728 i 0,105. Zmierzone klasty wykazują znaczne kąty upadu. Prawie 40% z nich mieści się w przedziale $30-40^\circ$, a 31,4% w zakresie $20-30^\circ$ (rys. 18). W profilu nie odnotowano gładzików o wydłużonej osi leżących

horyzontalnie. W pozostałych przedziałach wartości oscylują wokół kilkunastu procent. Średni upad wynosi 25,5%. Bardzo duża koncentracja ułożenia głązików wskazuje na obecność gliny subglacialnej, jednak nie odpowiada temu znaczny udział klastów o dużej inklinacji. Podobny kąt zapadania odnotowano w soczewkach i przewarstwieniach piaszczystych widocznych w odsłonięciu. Znaczne pochylenie głązików może być efektem akumulacji lodowcowej podczas pokonywania przeszkody w podłożu lądolodu. Wy tłumaczeniem takiej sytuacji mogą być również postplejstocieńskie ruchy tektoniczne, które spowodowały podniesienie się części obszaru i zmianę stopnia ich pochylenia (Kłatkowa 1993).

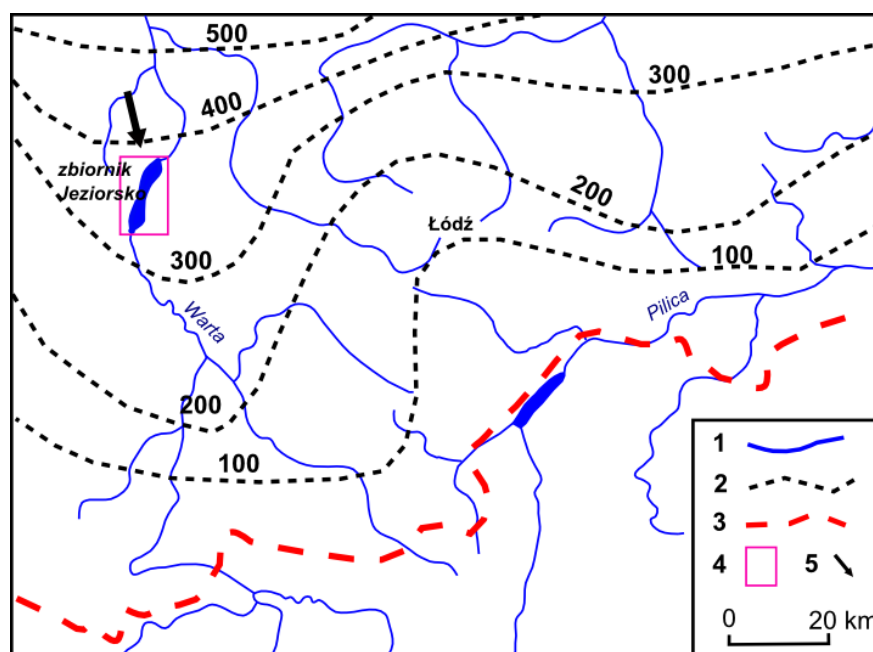


Rys. 17. Brodnia. Orientacja dłuższych osi klastów w glinach
Zestawiono w programie StereoNet 7 wg Allmendinger i in. (2011)



Rys. 18. Brodnia. Rozkład wielkości upadów dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych

Przeprowadzone pomiary wykazały znaczną koncentrację ułożenia dłuższych osi klastów oraz bardzo zbliżoną wartość wektora wypadkowego – 344-347°. Świadczy to o przemieszczaniu się lądolodu warciańskiego na obszarze współczesnego zbiornika Jeziorsko z kierunku NNW na SSE (rys. 19). Wnioski te odpowiadają tym, jakie na podstawie pomiarów w Siedlątkowie wyciągnęła H. Klatkova (1993). W obrębie przebadanych klastów zdecydowana ich większość wykazywała dystalne ułożenie względem ruchu lodowca, pokrywa się to z kierunkiem zapadania warstw oraz wergencją zaburzeń glacitektonicznych, co potwierdza wykazany kierunek nacisku lądolodu.



Rys. 19. Przewidywana miąższość lądolodu (m) w trakcie maksymalnego rozwoju zlodowacenia warty oraz kierunek ruchu strumienia lodowego na podstawie orientacji dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych klifu zbiornika Jeziorsko

Źródło: opracowanie własne na podstawie Mathews 1974, Kasprzaka 2003 i Rdzanego 2009 oraz pomiarów orientacji klastów wykonanych przez autorkę

- 1 – ciek wodny, 2 – miąższość lądolodu w metrach, 3 – maksymalny zasięg zlodowacenia warciańskiego, 4 – obszar badań, 5 – kierunek ruchu lądolodu

Podczas nasunięcia lądolodu warciańskiego wieloletnia zmarzlina, która występowała najprawdopodobniej na jego przedpolu, wpływała na ułatwienie ślizgu dennego. Gdy miąższość lodu na analizowanym obszarze rosła, wywierał on coraz większy nacisk na podłoże, powodując wzrost tarcia w jego spągu. Wydzielające się w ten sposób ciepło mogło wpływać na tajanie zmarzliny i zwiększenie udziału wód subglacjalnych. Innymi jego źródłami jest utajone ciepło przemian fazowych wody oraz ciepło geotermalne. Jego ilość zależy od ciśnienia lodu, które determinowane jest przez jego miąższość (Kasprzak 2003,

Rdzany 2009). Obszar zbiornika Jeziorsko znajdował się w strefie miąższości lądolodu w granicach 300-400 m (rys. 19). Z. Rdzany (2009) ocenił, że temperatura topnienia w jego spągu mogła wynosić od 0°C do -1°C. Lądolód zlodowacenia warty miał charakter politermalny i wykazywał znaczną zmienność lokalną. W obniżeniu doliny Warty, gdzie funkcjonował strumień lodowy o znacznej sile deformacyjnej, panował prawdopodobnie ciepły reżim termiczny. Odnotowało się to znaczną ilością plastycznych odkształceń w osadach podścielających glinę lodowcową i w samej glinie oraz śladami dużej ilości wód subglacialnych. W spągu lądolodu prawdopodobnie występował jednocześnie drenaż kanałowy oraz powierzchniowy, za czym przemawia duże zróżnicowanie osadów w dolnej partii gliny, bardzo liczne przewarstwienia materiałem piaszczystym, o różnej miąższości oraz obecność soczewek piaszczystych. Duży udział wód subglacialnych ułatwiał poślizg lądolodu. Ponadto zapełnianie kanałów lodowcowych osadami przez nie transportowanymi powodowało wzrost ciśnienia wód w jego spągu, co mogło wpływać na przyspieszenie poślizgu, a nawet występowaniu szarży (Jania 1993). System drenażu wód lodowcowych często ulegał przemodelowaniu, a kanały zasypaniu.

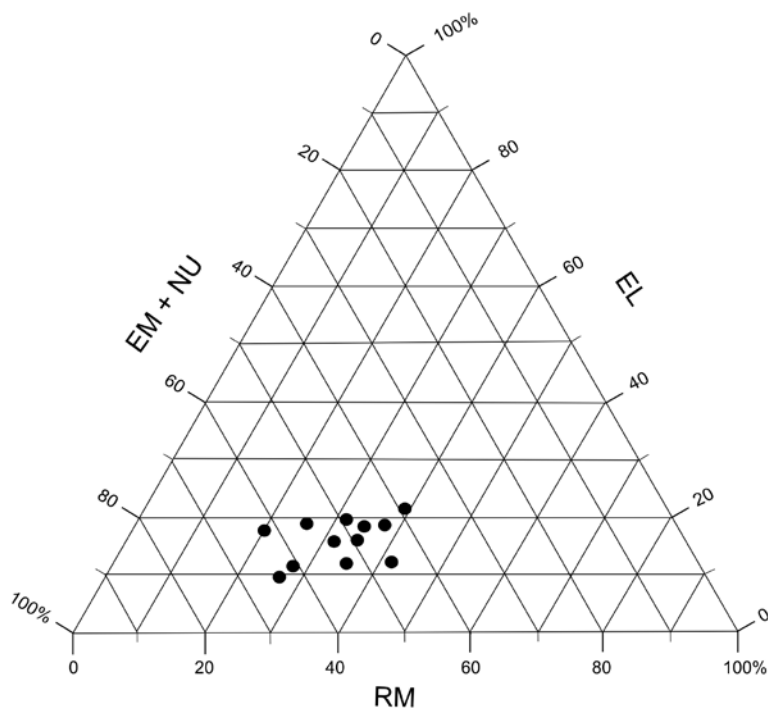
Cechą charakterystyczną osadów klifu Jeziorska jest występowanie licznych nagromadzeń osadów gruboklastycznych, przeważnie pod postacią różnej miąższości warstw, tworzących wypełnienia rynien erozyjnych, rozcinających poziom gliny lodowcowej (jak to ma miejsce w stanowisku Siedlątków 1 i Siedlątków 3). Świadczy to o dużym udziale wód krążących w systemie kanałów subglacialnych, inglacialnych i supraglacialnych, w których transportowany był osad. Charakterystyczna jest również znaczna ilość dobrze obrobionego materiału lokalnego, który został wyerodowany z podłoża w niedalekiej odległości. Obecność rumoszu w stropie skał mezozoicznych sprzyjała inkorporowaniu go przez przesuwający się po nim lód oraz erozję wód subglacialnych pod ciśnieniem hydrostatycznym. Szybkie obtoczenie klastów oraz ich rozmiar przemawia za dużą siłą erozyjną w warunkach wysokoenergetycznego przepływu pod ciśnieniem hydrostatycznym (Rdzany 2008, 2009). Prędkość przepływu podczas spływów wód, oszacowana na podstawie maksymalnej średnicy ziaren (MPS) odsłaniających się w klifie, mogła wynosić 5-7 m/s, bądź znacznie więcej, jeśli w obrębie osadu znajdowały się większe klasty, które obecnie są niewidoczne. Podobne nagromadzenia otoczków skał mezozoicznych występują również w okolicy badanego obszaru, przykładowo w osadach glacialnych budujących oz w Rzymku na północny-zachód od zbiornika Jeziorsko. Dowodzi to powszechności tego typu procesów. Obecność osadów gruboklastycznych blisko powierzchni, ponad glinę lodowcową może świadczyć o dużej migracji osadów w obrębie systemu wód lodowcowych. Pobieranie skał lokalnych

odbywało się w tunelach subglacialnych, w których były obrabiane, a następnie za pomocą kanałów inglacjalnych transportowane wewnątrz masy lodowej. Niekiedy wyprowadzane były na powierzchnię lądolodu, gdzie ulegały przemieszczaniu w korytach supraglacjalnych.

W przeciwieństwie do osadów gruboklastycznych, gliny lodowcowe zawierają bardzo niewielką ilość materiału lokalnego, co świadczyć może o pewnej izolacji spągu lądolodu od podłoża mezozoicznego. Jednak lokalnie w obrębie strefy brzegowej zbiornika zachowały się ślady erozji tego podłoża przez lądolód pod postacią kier skał mezozoicznych.

Wykształcenie i miąższość osadów warciańskich w dużym stopniu uwarunkowane były przez podłoże, na które nasunął się lądolód. W miejscu występowania jego elewacji nastąpiło znaczne zubożenie osadów, albo wręcz całkowita ich redukcja. Dwudzielność glin warciańskich może być tłumaczona akumulacją ich podczas dwóch różnych nasunięć lądolodu w czasie zlodowacenia warciańskiego. Kolor gliny nie zawsze jest wystarczającą cechą do odróżnienia osadów z powodu częstej zmienności nawet w obrębie tej samej warstwy, jednak przeważnie pozwala na wyróżnienie dwóch typów glin.

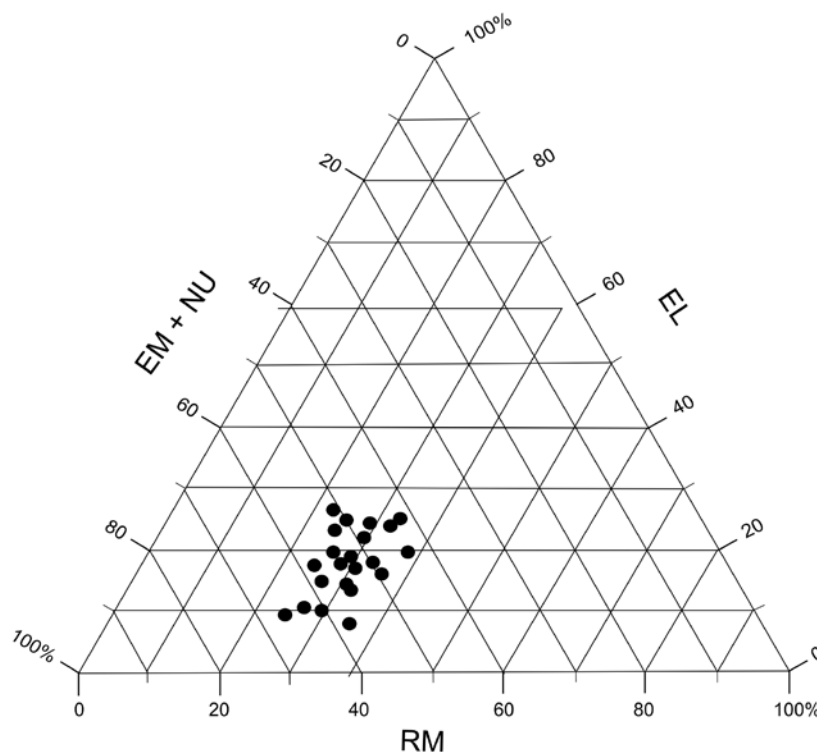
Glina szarozielona, uznana za glinę warciańską dolną odsłania się w klifie bardzo fragmentarycznie. Została odłożona prawdopodobnie podczas fazy maksymalnej zlodowacenia warty. Wykazuje pseudowarstwowanie i spękanie, które związane jest najprawdopodobniej z procesami glacidynamicznymi oraz glacitektonicznymi.



Rys. 20. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w glinie lodowcowej dolnej odsłaniającej się w obrębie wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko

Źródło: badania własne

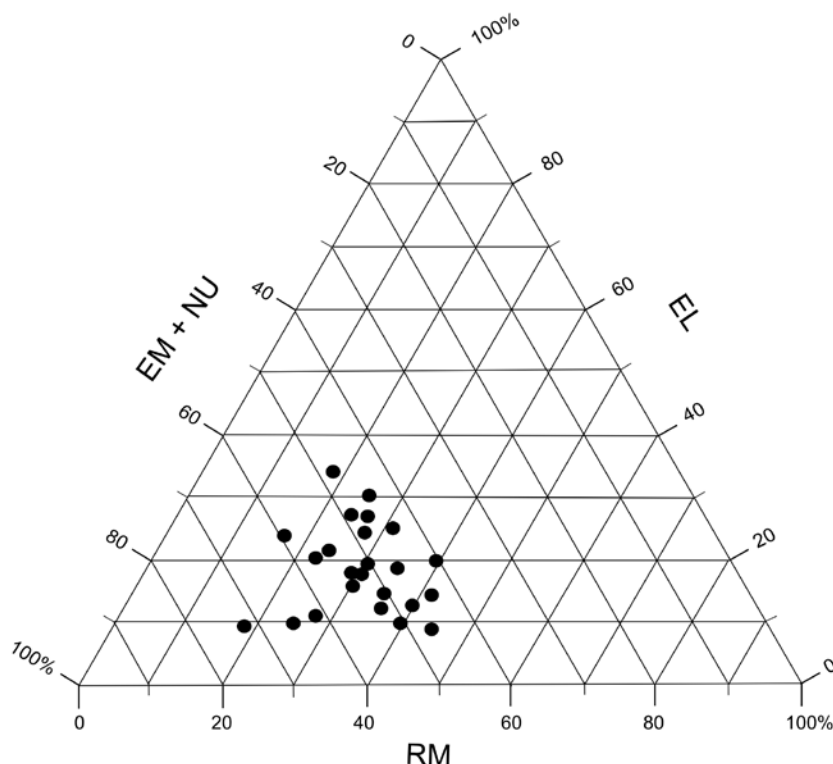
B. Manikowska (1985) interpretuje takie struktury jako zapis oddziaływania dynamiki ruchu lądolodu podczas akumulacji glin subglacjalnych lub jego nacisku na złożone już osady. W obrębie osadów widocznych w klifie spękania naśladowały przebieg deformacji osadów, co przemawia za znacznym udziałem postsedymentacyjnych procesów glacitektonicznych. Zawartość ziarn okrągłych, matowych w glinie lodowcowej dolnej wynosi średnio ok. 30% i mieści się w przedziale 20-42% (rys. 20). W glinie tej odnotowano niski udział ziarn zaokrąglonych, błyszczących, których średnia zawartość wynosi 15%. W osadzie przeważają ziarna pośrednie, których udział waha się od 38% do 63%, średnio 52%. Ziarna nieobrobione występują bardzo nielicznie, a ich udział nie przekracza 3%. Średnia zawartość ziarn pękniętych wynosi 13% i mieści się w granicach 6-17%. Średnie obtoczenie ziarn kwarcu według W.C. Krumbeina (1941) w glinie lodowcowej dolnej wynosi średnio 0,574. W skali M.C. Powersa (1953) ziarna wykazują średnie zaokrąglenie. Zawartość węglanu wapnia jest dość zmienna, minimalnie wynosi 5%, maksymalnie 12%, a średnio 7,5 %.



Rys. 21. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w glinie lodowcowej górnej odsłaniającej się w obrębie wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko
Źródło: badania własne

Nieciągłe występowanie górnej gliny lodowcowej (brązowej) oraz niewielka jej miąższość, mogą być tłumaczone dużą prędkością napływu lądolodu oraz jego znaczną dynamiką. Pokład gliny górnej charakteryzuje się również bardzo zmienną miąższością od

kliki centymetrów do ok. 7-8 m w obrębie odsłonięcia. Możliwe, że została ona odłożona w recesyjnej fazie zlodowacenia warty, podczas pomaksymalnego nasunięcia subfazy neru. Zawartość ziarn noszących ślady obróbki eolicznej w glinie lodowcowej górnej w próbkach pobranych w miejscowości Siedlątków, Popów i Brodnia waha się od 23% do 37% (rys. 21). Średnio wynosi ok. 30%, a więc nie jest zbyt wysoka. Większe zróżnicowane widoczne jest w obrębie udziału ziarn błyszczących, który mieści się w przedziale 8-26%. W osadach dominują ziarna pośrednie, których zawartość przekracza we wszystkich próbach 40%, a średnio wynosi 50%. Ilość ziarn nieobrobionych mieści się w przedziale 1-5%. W glinie zaznacza się wysoki udział ziarn pękniętych, których średni udział wynosi ok. 15%, ale osiąga nawet 24%. Średnie obtoczenie ziarn według W.C. Krumbeina (1941) wynosi 0,548, a według M.C. Powersa (1953) wskazuje na średnie zaokrąglenie. Zawartość węgla wapnia jest dość stała i nie widać wyraźnej strefy wymycia i wmycia. Średnia zawartość wynosi ok. 7%. W glinie miejscami widoczne są strefy wyraźnego zwapnienia pod postacią nacieków oraz kongrecji węglanowych, gdzie wartość ta jest znacznie wyższa. W spągu gliny lodowcowej (prawdopodobnie subfazy neru) na granicy z podścielającymi piaskami i mułkami wykształciła się warstwa silnego zwapnienia, które przekracza 30%.



Rys. 22. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w osadach glacifluwialnych odsłaniających się w obrębie wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko

Źródło: badania własne

Największe zróżnicowanie w obrębie obtoczenia ziarn kwarcu odnotowane zostało w osadach fluwioglacjalnych, jednak wartości średnie zbliżone są do tych otrzymanych z glin lodowcowych. Zawartość ziarn typu RM waha się w nich od 18% do 44%, a średnio wynosi 30%. Ziarna typu EL stanowią średnio 18% ziarn kwarcu (rys. 22). Podobnie jak w glinach lodowcowych dominują ziarna typu EM, których zawartość mieści się w przedziale 41-72%. Średni ich udział wynosi 51,5%. Ziarna typu NU mają bardzo niewielki udział, średnio 1,5%, który sporadycznie wzrasta maksymalnie do 4%. W obrębie zawartości ziarn pękniętych odnotowano największą zmienność. Ich zawartość waha się od 5% do 22%, przy czym średnio wynosi 14%. Średnie obtoczenie ziarn według W.C. Krumbeina (1941) w osadach fluwioglacjalnych wynosi 0,585. W skali M.C. Powersa (1953) osady te przeważnie mieściły się w przedziale ziarn średnio zaokrąglonych (0,35-0,49), a czasami zaokrąglonych (0,49-0,70). Utwory te wykazują znaczą zmienność w obrębie zawartości CaCO_3 , która mieści się w przedziale od 0% do 12%, a średnio przyjmuje wartość ok. 4%.

Osady glacialne i glacifluwialne odsłaniające się w obrębie wybrzeża zbiornika Jeziorsko charakteryzują się niewielką zmiennością obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w przebadanych próbkach. W odsłonięciu nie odnotowano również wyraźnych stref wzbogacenia w ziarna o obróbce eolicznej, co wskazuje na brak warunków sprzyjających ich akumulacji. Zwiększony ich udział odnotował się jedynie lokalnie w spągowej części odsłonięcia, co wskazuje na niewielką działalność procesów eolicznych w warunkach peryglacjalnych. Analizując wyniki obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu można zaobserwować również, że podwyższona zawartość ziaren matowych i dobrze obrobionych zaznacza się w osadach gruboklastycznych. Może to być spowodowane inkorporacją osadów o lepszej obróbce z podłoża, podczas katastrofalnych spływów wód glacialnych, podobnie jak miało to miejsce w przypadku skał lokalnych. Do wzbogacenia osadów gruboklastycznych w ziarna o obróbce eolicznej mogło dojść również postsedymentacyjnie. Możliwe, że głązy i żwiry akumulowane były jako osady przetakowe nie zawierające drobnych frakcji, a dopiero później przestrzenie pomiędzy nimi zostały wypełnione piaskiem (Gradziński i in. 1986). Ziarna okrągłe, matowe łatwiej ulegały staczaniu, dlatego ich ilość może być podwyższona w stosunku do innych typów ziarn. Brak wzrostu udziału ziarn typu RM w osadach rozdzielających glinę górną od dolnej wskazywać może na niedługi okres przerwy pomiędzy ich akumulacją, podczas którego nie zachodziły warunki sprzyjające rozwojowi procesów eolicznych. Znaczna zawartość ziarn pękniętych w osadach lodowcowych świadczy o dość silnej działalności erozji glacialnej.

5.2. Okres deglacjacji

Odcinek doliny Warty, w której położony jest zbiornik Jeziorsko podczas deglacjacji zlodowacenia warty był obszarem znacznej aktywności lądolodu. Wchodzi on w obręb III - niemysłowskiej strefy zaniku lądolodu wyróżnionej przez T. Krzemińskiego (1997), której powstanie wiąże się z obecnością elewacji podłoża podczwartorzędowego. Jego zdaniem działały wtedy odrębne strumienie lodowcowe, a w dolinie Warty mógł występować lodowiec wypustowy. W strefie tej zaobserwował dowody na aktywność lodowca żywego, co pozwoliło wnioskować o możliwości występowania w jej obrębie oscylacji i postoju jego czoła. Gliny lodowcowe budujące wysoczyznę rozciętą klifem, a zaliczone do zlodowacenia warciańskiego rozdzielone są w kilku miejscach warstwą drobnych piasków oraz mułków przewarstwionych ilami o miąższości do 7-8 m, co potwierdzać może tezę o oscylacyjnym charakterze lądolodu w trakcie jego deglacjacji (Załoba 1993, 1996, Załoba, Czubla 1994, 1995, Załoba, Kamiński 1999, Czyż i in. 2008, Rdzany 2009). Prawdopodobnie w recesyjnej fazie zlodowacenia warty na niektórych jego odcinkach dochodziło do ponownego ożywienia lądolodu i nasunięć pomaksymalnych. Z. Rdzany (2009) wyróżnił trzy takie subfazy, których przypuszczalny zasięg prezentuje rysunek 23.



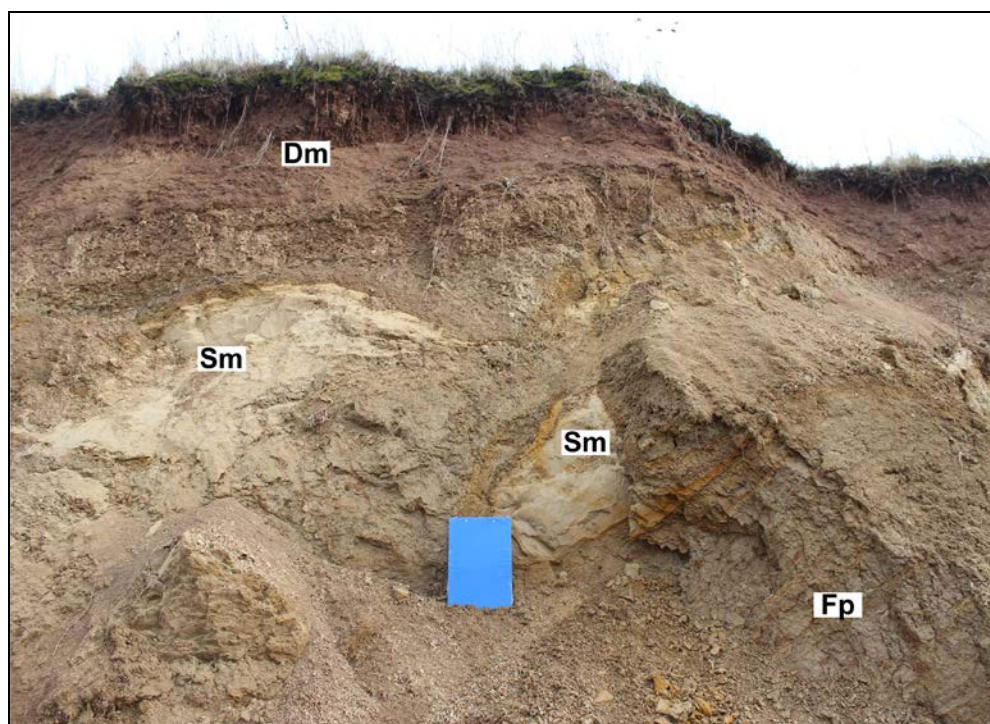
Rys. 23. Położenie zbiornika Jeziorsko na tle zasięgów nasunięć pomaksymalnych w czasie deglacjacji zlodowacenia warty

Źródło: Opracowanie własne na podstawie Rdzany (2009)

- 1 – maksymalny zasięg lądolodu warty, 2 – zasięgi nasunięć pomaksymalnych: a – subfaza dobrzynki, b – subfaza Neru, c – subfaza Bzury, 3 – cieki wodne, 4 – zasięg badanego obszaru

W wykształceniu obecnego stanu osadów odsłaniających się w klifie nad zbiornikiem Jeziorsko prawdopodobnie duże znaczenie miała subfaza neru, która objęła swym zasięgiem strefę warciańsko-laską (rys 23). W jej trakcie lądolód mógł mieć formę lodowca wypustowego, poruszającego się z dużą prędkością.

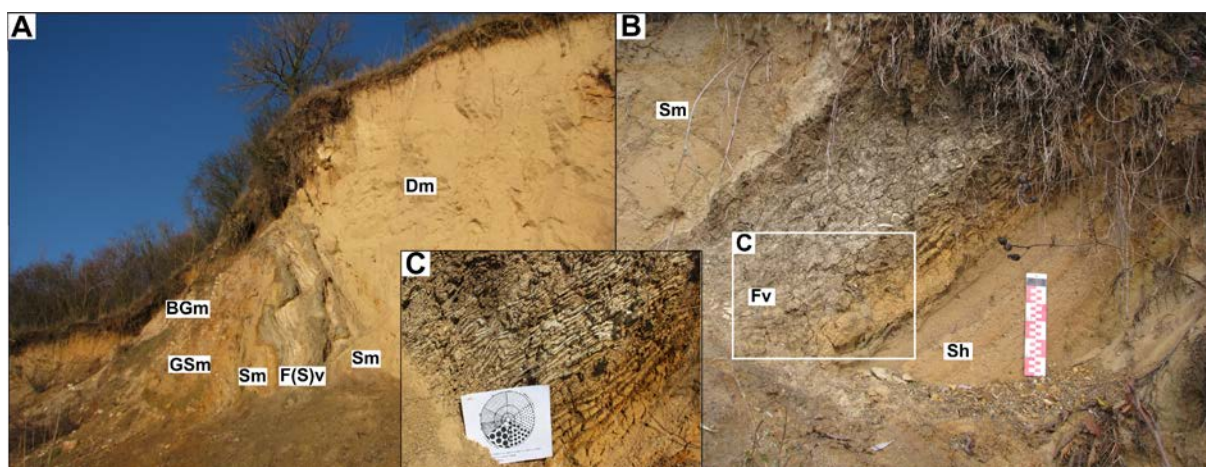
Ślady obecności strefy marginalnej w okolicach zbiornika Jeziorsko zaobserwowane zostały wcześniej przez H. Klatkową (1972) i T. Krzemińskiego (1997). Również M. Załoba (1993, 1996) uważał, że w rejonie tym miał miejsce postój lądolodu, który odpowiedzialny był za uformowanie pagórków warciańskich, na południowy-zachód od zbiornika Jeziorsko, które obecnie definiowane są przez Z. Rdzanego (2009) jako „wzgórze glacialmarginalne typu moreny pchniętej o strukturze kemu glacialfluwialnego, diapirowego” i uznane za południowy zasięg subfazy neru. Przed ponownym nasunięciem się lądolodu na jego przedpolu rozwijały się zbiorniki zastoiskowe, których osady rozdzielają obecnie poziom gliny dolnej warciańskiej od górnej. Zostały one miejscami silnie zdeformowane i wyciśnięte w postaci diapiarów (fot. 14).



Fot. 14. Popów. Struktury diapirowe w zbiornikowych osadach mułkowo-ilastych oraz piaskach, pokryte przez osady ablacyjne (Frydrych 2013)

Osady zbiornikowe przejawiają znaczną zmienność wzdłuż odsłonięcia. Świadczyć to może o występowaniu kilku odrębnych zbiorników, o odmiennych warunkach sedymentacyjnych oraz o zmianie tych warunków w czasie. Niektóre z osadów noszą ślady akumulacji w zbiorniku terminoglacjalnym, za czym przemawia występowanie w ich obrębie

klastów żwirowych typu *dropstone*. Z. Rdzany (2009) zaobserwował również ślady występowania prądów turbidytowych, których występowanie mogło być spowodowane cieniem się lądolodu, innymi zjawiskami glacialnymi lub wstrząsami sejsmicznymi. W osadach odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko odnotowano również występowanie rytmicznie warstwowanych osadów zastoiskowych pod gliną lodowcową, pochodzącą prawdopodobnie z subfazy neru. Warstwa tych osadów została silnie ugięta i zdeformowana (fot. 15A). Przyjmując założenie, że osad jest rocznie laminowany autorka podjęła próbę oszacowania czasu trwania zbiornika. W tym celu, w miejscu gdzie warstwa nie uległa silnej deformacji (fot. 15B), odznaczono na taśmie kolejne laminy roczne. Pomiar utrudniały niewielkie zaburzenia postsedymentacyjne w osadzie (fot. 15C). W stanowisku odnotowano ok. 130 dobrze wykształconych lamin, których miąższość malała w kierunku stropu warstwy. Niestety nie udało się zanalizować całego profilu, ponieważ w stropowej części osadu laminy stały się zbyt cienkie i kruche, aby możliwa była ich identyfikacja. Osady te dowodzą istnienia jeziora zastoiskowego, w którym odbywała się akumulacja materiału z topniejącego lądolodu. Zbiornik ten funkcjonował prawdopodobnie ponad 150 lat w okresie pomiędzy oscylacjami czoła lądolodu warciańskiego.



Fot. 15. Siedlątków. A - Silnie zdeformowane rytmicznie warstwowane osady zastoiskowe podścielające glinę lodowcową prawdopodobnie z subfazy neru, B – pochylona warstwa ilów warwowych (miąższość 52 cm) rozdzielająca osady piaszczyste, C – zaburzenia w obrębie struktury osadu

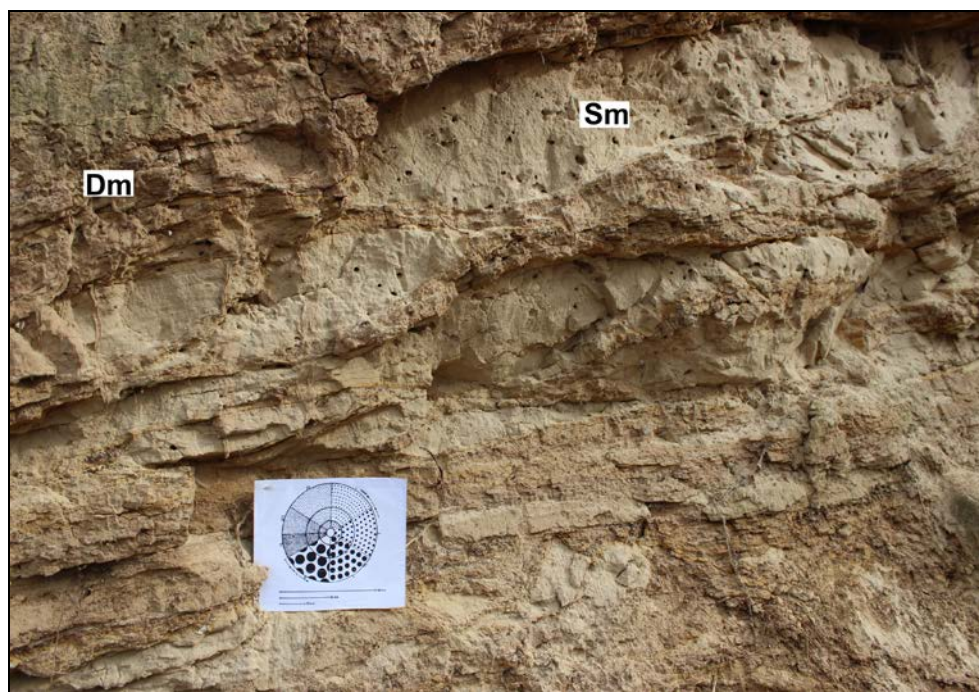
Osady zbiornikowe odsłaniające się w klifie odznaczają się różną zawartością CaCO_3 . W piaskach drobnoziarnistych i mułkach waha się ona od 3% do 10%, w przewarstwiających je ilach wzrasta do ok. 12%, a ciemne mułki tworzące diapir w stanowisku Siedlątków 1 praktycznie jej nie wykazują. Najwyższą węglanowością cechuje się osad mułkowo-ilasty tworzący diapir w Popowie (fot. 14), gdzie oscyluje ona w granicach 10-13%.

Według Z. Rdzanego (2009) obecność osadów zbiornikowych w spągu lądolodu na tym obszarze mogło być odpowiedzialne za występowania szarż lodowcowych, którym dodatkowo sprzyjała duża zawartość wód subglacjalnych. Prawdopodobnie osady te nie były objęte wieloletnią zmarzliną, o czym świadczą ich plastyczne deformacje. O ciepłym reżimie lądolodu świadczą również ślady znacznego udziału wód lodowcowych, jakimi są wypełnienia kanałów sub-, in- i supraglacjalnych. Obecność dobrze rozwiniętego drenażu może przemawiać za silną ablacją w strefie marginalnej lądolodu (Jania 1993). W spągu gliny pochodzącej prawdopodobnie z subfazy neru widoczne są liczne przewarstwienia i soczewki piaszczyste (fot. 16), które mogą być śladem po przepływie wód subglacjalnych.

Lokalnie na skutek zablokowania przepływu pod spągiem lądolodu powstawać mogły zbiorniki glacialimniczne. Ślady subglacjalnej lub supraglacjalnej akumulacji w basenach wodnych w osadach klifu zbiornika Jeziorsko zaobserwowała H. Klatkowa (1993) pod postacią struktur gliny subakwaticznej. Obecność w odsłonięciu miększych pokładów osadów gruboklastycznych jak w stanowisku Siedlątków 4, dowodzi występowaniu katastrofalnych spływów o charakterze powodzi glacialnych (jökulhlaupów). Mogło do nich dochodzić na skutek spływów jezior supra- lub subglacjalnych w warunkach przepływu pośredniego pomiędzy przepływem hydraulicznym a spływem mas. Prawdopodobnie miały one miejsce w fazie deglacjacji w strefie marginalnej lądolodu. Występowanie jökulhlaupów mogło być powiązane z szarżą lądolodu, podczas której dochodzi do intensywnego przekształcania systemu odwadniającego i wzrostu ilości transportowanego materiału (Jania 1993, Zieliński 2003, Rdzany, 2008 2009). Dowodem na istnienie takich powodzi glacialnych pomiędzy maksymalną fazą zlodowacenia warty, a subfazą neru jest występowanie miększych serii osadów gwałtowno-żwirowych pomiędzy dwoma poziomami glin warciańskich.

Za kolejny dowód obecności szarży lodowcowych podczas ostatniego nasunięcia lądolodu można przyjąć liczne deformacje glacialitektoniczne widoczne w obrębie odsłonięcia. Dominująca część zaburzeń posiada wergencję południową, która pokrywa się z kierunkiem wyznaczonym przez orientację gwałtowności. Pozwala to na uznanie nacisku bocznego, wywieranego przez nasuwający się lądolód z kierunku NNW, za główny czynnik powstania deformacji. Podobne wnioski zostały przedstawione przez M. Załobę (1993, 1996), M. Załobę i P. Czubę (1994, 1995), M. Załobę i J. Kamińskiego (1999) oraz M. Widerę i in. (2003). Według nich dominująca część zaburzeń powstała właśnie w fazie recesyjnej lądolodu podczas jego oscylacji. Z. Rdzany (2008, 2009) wiąże ich obecność z nasunięciem lądolodu subfazy neru o charakterze szarży. Deformacje obejmują niekiedy dwa poziomy gliny lodowcowej, jak ma to miejsce w stanowisku Siedlątków 2, co potwierdza dużą dynamikę

ruchu podczas ostatniego nasunięcia. Dowodem na znaczne przemieszczenia pionowe osadów jest bardzo duża ich zmienność wzdłuż odsłonięcia.



Fot. 16. Siedlątków. Soczewki i przewarstwienia piaszczyste w spągu gliny lodowcowej, będące śladem odpływu subglacialnego

W osadach klifu Jeziorska dominują deformacje ciągłe, co dowodzić może nieobecności wieloletniej zmarzliny podczas oscylacji. Prawdopodobnie dochodziło wtedy do uplastycznienia i upłynnienia osadów w warunkach znacznego uwodnienia. W spągowej partii gliny lodowcowej widoczne są niekiedy plastyczne zaburzenia w jej obrębie oraz w osadach podścielających, a także ślady inkorporacji tych osadów. Z. Rdzany (2009) takie struktury tłumaczył możliwością występowania warstwy deformacyjnej, po której poruszał się lądolód.

Niektóre deformacje osadów mogły powstać na skutek wstrząsów tektonicznych, indukowanych przez zmianę nacisku wywieranego przez lądolód podczas glacji i deglacji. Mogły one doprowadzać do upłynnienia osadów, powstawania spływów oraz struktur pogrążowych (Rdzany 2008). Znaczący wpływ na powstanie deformacji miało również podłoże czwartorzędowe oraz ruchy tektoniczne, które również uaktywnione mogły zostać przez procesy glacialne (Załoba 1992). Takie ożywienie procesów tektonicznych zostało odnotowane w schyłkowym okresie zlodowacenia warty (Baraniecka 1975).

Zdaniem T. Krzemińskiego (1997) podczas końcowego etapu deglacji w dolinie Warty nastąpił rozpad lądolodu na bryły martwego lodu, jednak według K. Turkowskiej

(2006) i Z. Rdzanego i in. (2013) istnieje wiele dowodów na aktywność również lodu żywego. W odległości ok. 6 km na zachód od zbiornika Jeziorsko odnotowano obecność form kemowych (rys. 6), które świadczą o deglacjacji arealnej lądolodu, ale być może na ograniczonym obszarze. Według W. Niewiarowskiego (1971) ułożenie klastów w glinie lodowcowej może być wyznacznikiem typu deglacjacji. Uważa on, że jeśli w górnej partii gliny (ablacyjnej), występuje duża dyspersja kierunków, a w glinie położonej niżej (bazalnej) ich koncentracja, to prawdopodobnie miała miejsce deglacjacja arealna. Gliny budujące wysoczyznę rozciętą klifem są dość jednorodne i nie wykazują widocznych cech zmiany sposobu akumulacji. Autorka przeprowadziła analizę zróżnicowania koncentracji kierunków orientacji klastów w glinie lodowcowej w miejscowości Popów. Wyniki badań wykazały podobną i dość znaczną koncentrację kierunków w obu glinach, przy czym nawet wyższą w górnej partii gliny, gdzie wektor S_1 wyniósł 0,700 a wektor S_2 – 0,043. Badania i obserwacja w obrębie osadów glacialnych odsłaniających się w klifie nie wskazują na deglacjację o charakterze arealnym, a raczej na frontalny zanik lądolodu na obszarze współczesnego zbiornika Jeziorsko. Odnotowane fakty świadczą, o znacznej lokalnej zmienności warunków podczas deglacjacji lądolodu warciańskiego.

Podczas schyłkowego okresu deglacjacji nastąpiła silna tendencja erozyjna w dolinie Warty. Pokład glin lodowcowych i osadów glacialnych został rozcięty całkowicie lub częściowo w osi doliny, przez organizujące się w niej wody lodowcowe. W okolicach Pęczniewa rozcięcie nastąpiło do poziomu obecnej wysokości 95-98 m n.p.m., w Siedlankowie osiągnęło 84 m n.p.m i osiągnęło strop osadów mezozoicznych. Odpływ wód proglacialnych odbywał się w kierunku SE. Dolina została następnie zasypaana osadami wodnolodowcowymi, a następnie w warunkach ekstraglacialnych odnotowała się akumulacja rzeczna. W tym okresie została odłożona schyłkowowarciańska seria rzeczna budująca najwyższy poziom doliny Warty, który powstał w skutek akumulacji fluwialnej i fluwioglacialnej (Forysiak 2005, Turkowska 2006). Na skutek odpływu wód powstały charakterystyczne dla tego obszaru kępy wysoczyznowe (Klatkova, Załoba 1991)

Działalność wód roztopowych lądolodu odnotowała się również w obrębie wysoczyzn, gdzie powstały liczne rynny erozyjne wypełnione osadami gruboklastycznymi, które rozcinają poziom gliny lodowcowej. Dowodzi to obecności spływów o przepływach katastrofalnych również na przedpolu lądolodu. Niekiedy obniżenia rynien erozyjnych po ustaniu przepływu zajmowane były przez zbiorniki glacialimniczne, w których akumulowały się rytmicznie warstwowane osady zbiornikowe.

5.3. Ślady przekształceń rzeźby w okresie postwarciańskim

Okres postwarciański odznaczył się w wykształceniu osadów i rzeźby okolic zbiornika Jeziorsko poprzez przekształcenie systemu dolinnego, powstanie i wypełnienie form denudacyjnych a następnie przemodelowanie powierzchni terenu w skutek działalności człowieka.

Pierwszą formą organizacji współczesnej sieci rzecznej była erozja w okresie kataglacialnym piętra warty, a następnie erozja rzeczna podczas interglacjału eemskiego (Turkowska 2006). Na przełomie schyłkowego okresu warty oraz interglacjału emskiego nastąpiło odwrócenie kierunku odpływu wód w dolinie Prawarty i skierowanie go na N i NW (Załoba 1996). Podczas kolejnego ochłodzenia w vistulianie obszar zbiornika Jeziorsko znalazł się w strefie klimatu peryglacialnego. Ślady wieloletniej zmarzliny odnotowane zostały przez J. Twardego i J. Forysiaka (2005) w obrębie dolin denudacyjnych. W osadach klifu nie zarejestrowano form typowych dla tego okresu, jak pseudomorfozy po klinach lodowych. Brak jest również osadów eolicznych w odsłonięciu, nie stwierdzono również wyraźnie zwiększonej eolizacji osadów w górnej części odsłonięcia. Ówczesny system dolinny występuje w literaturze pod nazwą Prawarta a porzucone późnej odcinki: Prapichna i Prateleszyna (Klatkova, Załoba 1991). W plenivistuianie koryto Warty miało rozwinięcie roztokowe, a do systemu rzecznej włączone były nieczynne dziś doliny Teleszyny i Jadwichny-Pichny. Dolina Teleszyny została wyłączona z niego na przełomie górnego plenivistulianu i późnego vistulianu. Prawdopodobnie w böllingu odłączona została dolina Jadwichny-Pichny na skutek neotektonicznego podnoszenia się terenu. Obecnie dolina Jadwichny-Pichny odwadniana jest przez znacznie mniejsze rzeki: Pichnę, Jadwichnę oraz Brodnię. Uchodzi ona do doliny Warty w rejonie Pęczniewa na poziomie 114,8-115,3 m n.p.m., a jej szerokość wynosi w tym miejscu około 2 km. Po wybudowaniu zbiornika strefa ta zabezpieczona została zaporą boczną, ponieważ znajduje się poniżej poziomu jego piętrzenia. Podobna sytuacja występuje po drugiej stronie zbiornika, gdzie nad doliną Warty zawieszona jest martwa dolina Teleszyny. Łączy się ona z terasą nadzalewową Warty na poziomie 120,5 m n.p.m. między miejscowością Jeziorsko a Zaspami Miłkowskimi (Forysiak 2005).

Wzmoczona erozja w obrębie dorzecza Warty doprowadziła do powstania odcinka przełomowego w środkowej i północnej części współczesnego zbiornika Jeziorsko, pomiędzy Jeziorskiem a Brodnią oraz Siedlątkowem a Skęczniewem. Pogłębianie doliny i rozcięcie osadów kredowych potęgowane mogło być przez wzmoczone ruchy wznoszące (Klatkova,

Załoba 1991). Za uaktywnieniem postwarciańskiego tektonizmu przemawiają deformacje w obrębie osadów starszych od warciańskich. Taka sytuacja mogła mieć miejsce w stanowisku Siedlątków 4, gdzie w zaburzenie typu fałdowego zaangażowane są osady piaszczysto-mułkowe występujące ponad gliną lodowcową oraz warstwa głazów i żwirów, interpretowana jako osad powodzi glacialnej. W odsłonięciu klifu zbiornika Jeziorsko ślady pionowych przemieszczeń osadów występują bardzo powszechnie. Możliwe jest również, że w przemieszczeniach tym znaczną rolę odegrało osiadanie osadów.

Podczas zlodowacenia wisły w obrębie doliny Warty akumulowały się typowe serie fluwialne: wczesno- i plenivistuliańska, które budują poziom wysoki. Poziom niski tworzą osady serii późnovistuliańskiej. W holocenie powstawało współczesne dno doliny Warty (Forysiak 2005).

W okresie postwarciańskim dochodziło do rozcinania powierzchni wysoczyznowych i powstawania dolinek denudacyjnych, które następnie ulegały wypełnianiu na skutek denudacji i splukiwania, podobnie jak górne odcinki dolin (Turkowska 2006). W procesie powstawania oraz zapewniania rozcięć w holocenie znaczny udział miała działalność człowieka, o czym świadczy obecność diamiktonu rolnego w ich wypełnieniach w obrębie strefy brzegowej zbiornika Jeziorsko (Twardy, Forysiak 2002, Twardy 2008).

Podczas holocenu znaczny wpływ na morfologię terenu miała działalność człowieka, która doprowadziła do powstania odsłonięcia, będącego tematem niniejszej pracy. Wybudowanie zbiornika retencyjnego Jeziorsko na Warcie spowodowało zmianę bazy erozyjno-denudacyjnej rzeki, co spowodowało zamianę erozji rzecznej wywołaną jej spadkiem na abrazję falowania w obrębie zbiornika. Odmierna budowa geologiczna oraz rzeźba terenu otoczenia zbiornika spowodowała powstanie różnych typów wybrzeża. Obecnie modyfikacjom nie jest poddawane 35,2% (15,6 km) długości brzegu zbiornika z powodu jego umocnienia. Dominującym typem wybrzeża w obrębie zbiornika jest analizowany w pracy brzeg abrazyjny, który stanowi 38,4% (17 km) brzegu. Na wymiar abrazyjny oraz tempo cofania się klifu wpływ ma typ osadów go budujących i ich zróżnicowanie, morfologia brzegu, falowanie wiatrowe i prądy obecne w wodach zbiornika, ruchy masowe oraz gospodarka wodna. Bardzo duży wpływ na rozmiar abrazyjny brzegów mają znaczne wahania stanów wód w ciągu roku. Ich wartości regulowane są gospodarką wodną na stopniu, która przewiduje zmiany w cyklu rocznym. Przyjęty cykl zmian stanów wód ulega modyfikacjom wynikającym z obecnej sytuacji hydrologicznej, a przyjęte maksymalne i minimalne poziomy piętrzenia bywają nieraz przekraczane (Banach, Grobelska 2003). Od 1 lutego do 15 kwietnia trwa napełnianie zbiornika wodami roztopowymi, do osiągnięcia poziomu 120,5 m n.p.m.,

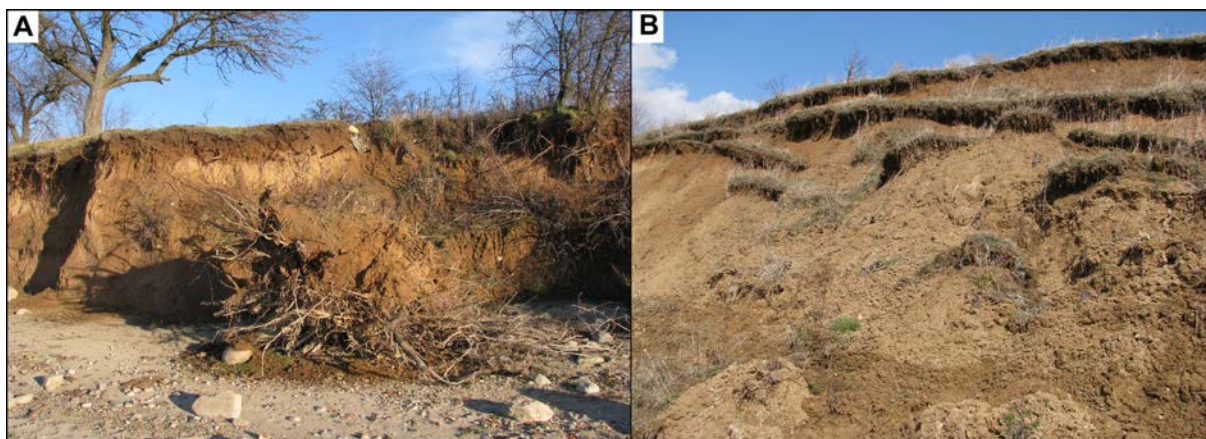
a maksymalnie 122,0 m n.p.m., poziom ten utrzymywany jest do 30 czerwca, kiedy następuje opróżnianie zbiornika do poziomu piętrzenia 116,3 m n.p.m., który osiągany jest pod koniec listopada. W okresie od 1 grudnia do 31 stycznia utrzymywany jest minimalny poziom wody (116,0 – 116,3 m n.p.m.), a odsłonięciu ulega wtedy nawet do 58% powierzchni czaszy zbiornika (Orłowski 1999). Amplitudy stanów wód osiągają więc 5,2 m w ciągu roku, a niekiedy więcej, co jest wartością niezwykle wysoką w porównaniu z innymi zbiornikami na niżu polskim (Banach, Grobelska 2003).

Tempo abrazji brzegów zbiornika w początkowych etapach eksploatacji nie było rejestrowane, zachodzące procesy brzegowe analizowane były dopiero od 1999 roku przez M. Banacha i H. Grobelską (2003), a następnie od 2008 roku przez H. Kaczmarek i S. Tyszkowskiego (2009) i H. Kaczmarek (2010a, 2010b). Określenie stopnia przekształcenia brzegu dokonano na podstawie porównania zdjęć lotniczych oraz pomiarów geodezyjnych za pomocą tachymetru. Na tej podstawie dowiedziono, że w latach 1991 – 2009 tempo cofania się klifu wyniosło od 0,26 do 1,39 metra w ciągu roku (średnio 1 m/rok), co spowodowało przesunięcie się go o od 4,6 do 25,1 metrów. Ponadto zauważono spadek tempa abrazji w miarę funkcjonowania zbiornika. W latach 1991 – 2004 wyniosło ono od 0,35 do 1,63 m, a z kolei w latach 2004 – 2009 wahało się od 0,26 do 1,28 m. Pomiary geodezyjne przeprowadzone w 2008 roku wykazały, że tempo cofania się klifu wyniosło w tym roku od 0,1 m do 1 m (Kaczmarek, Tyszkowski 2009, Kaczmarek 2010a, 2010b).

Oprócz brzegów abrazyjnych w obrębie zbiornika występuje również typ wybrzeża akumulacyjnego, który cechuje się przyrostem osadów. Występuje on w zatokach zbiornika i często w miejscach uchodzenia mniejszych dolinek rzecznych lub dolin denudacyjnych. Mają one formę odsypów piaszczysto-żwirowych przylegających do brzegu a niekiedy kos. Na zapleczu niektórych z tych odcinków występują martwe klify, co dowodzi obecności abrazji w początkowych latach funkcjonowania zbiornika. Brzegi akumulacyjne stanowią 4,7% długości linii brzegowej, a swoją długością nie przekraczają przeważnie 60 m. Na odcinkach gdzie abrazja jest zbyt mała lub warunki morfologiczne nie sprzyjają powstaniu wybrzeża klifowego, występuje brzeg neutralny, który stanowi 24,4% wybrzeża. Występuje on przeważnie w strefie cofki zbiornika oraz na lewym brzegu. W jego obrębie nie odnotowuje się przyrostu ani cofania się brzegu, co nie wyklucza zmiany tego stanu w przyszłości. W górnej partii zbiornika, w Mikołajewicach występuje fragment brzegu erozyjnego, który rozmywany jest przez nurt Warty podczas niskich stanów zbiornika oraz jej dopływ Młynówkę. Współczynnik stabilności brzegów, który wyrażony jest przez stosunek długości brzegów akumulacyjnych do abrazyjnych w zbiorniku Jeziorsko w roku 2003

wynosił 0,12. Fakt ten oraz charakter przekształcenia brzegów, świadczy o tym, że zbiornik znajduje się w stadium silnych przekształceń (Banach, Grobelska 2003).

Obecnie w obrębie zbiornika zachodzą powszechnie ruchy masowe wpływające znacznie na tempo cofania się klifu. W bardziej stromych odcinkach zbudowanych z gliny lodowcowej powszechne są nieduże obrywy. Występują przeważnie w miejscach występowania zadrzewień na krawędzi klifu, które utrzymują osad za pomocą systemu korzeniowego (fot. 17A). Powszechnie w strefie brzegowej zbiornika występują osuwiska, głównie rotacyjne, które na pewnych odcinkach klifu tworzą wielokrotne zerwy (fot. 17B). Powszechnie dochodzi do osuwania się osadów w niewielkiej skali, szczególnie w obrębie osadów gruboklastycznych, które ulegają przemieszczeniu w dół klifu i tworzą przybrzeżne gładzowiska. W utworach piaszczystych dochodzi do osypywania się osadu.



Fot. 17. Popów. A - Współczesne obrywy w glinie lodowcowej, B - Brodnia. Zerwy w obrębie klifu zbiornika Jeziorsko (Frydrych 2013)

Po intensywnych opadach lub podczas roztopów zachodzi spływanie uwodnionych osadów, o czym świadczą występujące w obrębie klifu jęzory spływowe. Materiał koluwalny powstały na skutek ruchów masowych gromadzi się u podnóża klifu lub na jego stoku, co utrudnia często interpretację struktur osadów odsłaniających się w klifie. Ciągłe cofanie się klifu oraz ruchy masowe w jego obrębie utrudniają identyfikację stanowisk prezentowanych w starszych opracowaniach.

6. Podsumowanie i wnioski końcowe

Rekonstrukcję zdarzeń zapisanych w osadach wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko przeprowadzono na podstawie badań i obserwacji w czterech stanowiskach badawczych zlokalizowanych w miejscowości Siedlątków oraz na odcinkach wschodniego wybrzeża. Szczegółową analizę w obrębie stanowisk badawczych wykonano na zasadzie studium przypadków. Została ona uzupełniona o selektywne badania na innych fragmentach klifu. Analizowany obszar był również miejscem licznych badań w zakresie geomorfologii i paleogeografii w przeszłości, co pozwoliło na odniesienie się do ówczesnych wyników i spostrzeżeń.

Na duże znaczenie morfologii stropu osadów mezozoicznych w wykształceniu osadów czwartorzędowych oraz rzeźby terenu okolic zbiornika Jeziorsko uwagę zwracał M. Załoba (1992) oraz Z. Rdzany i in. (2013). Zaobserwowali oni znaczną zgodność między współczesną rzeźbą terenu a konfiguracją stropu mezozoiku. Wysokie występowanie podłoża podkenozoicznego w obrębie progu tektonicznego jest przyczyną niewielkiej miąższości osadów czwartorzędowych, a niekiedy ich całkowitej redukcji.

Największe znaczenie w wykształceniu obecnego stanu osadów i rzeźby terenu badanego obszaru miało zlodowacenie warty. Osady poprzednich zlodowaceń nie występują w postaci ciągłej i prawdopodobnie nie odsłaniają się w klifie zbiornika. Osady odrzańskie zostały stwierdzone w odsłonięciu jedynie przez M. Widerę i in. (2003). Możliwe jest jednak, że stanowią one utwory warciańskie powstałe podczas oscylacji czoła lądolodu podczas fazy recesyjnej. Klif zbiornika Jeziorsko zbudowany jest z dwóch poziomów warciańskich glin lodowcowych, osadów fluwioglacjalnych, limnoglacjalnych, a lokalnie fluwialnych i stokowych. Występowanie dwudzielności glin w osadach klifu zostało stwierdzone przez H. Klatkową, M. Załobę (1992), H. Klatkową (1992), P. Czublę (2001) oraz Z. Rdzanego (2009). Dolny poziom gliny został odłożony prawdopodobnie podczas fazy maksymalnej zlodowacenia warciańskiego, a górny podczas pomaksymalnego nasunięcia w fazie recesyjnej. Gliny te rozdzielone są przeważnie zdeformowanymi osadami zastoiskowymi i fluwioglacjalnymi.

Badania przeprowadzone przez autorkę dowiodły, że cechy morfoskopowe ziarn kwarcu w obrębie osadów nie wykazują dużego zróżnicowania. W osadach dominują ziarna typu EM, których średni udział wynosi ok. 50%. Zawartość ziarn typu RM wynosi średnio ok. 30%. Podwyższony ich udział odnotowano w stropowej części klifu oraz w osadach gruboklastycznych. Świadczyć to może o aktywniejszej działalności procesów eolicznych

jedynie w vistulianie. Do osadów gwałtowno-żwirowych ziarna eolizowane mogły się dostać poprzez inkorporacje lub osypywanie i wypełnianie przestrzeni pomiędzy klastami. Średnia zawartość ziarn pękniętych w osadach glacyogenicznych wynosi ok. 13%, miejscami przekracza 20%. Wysoki udział ziarn typu C świadczyć może o znacznej sile erozyjnej lądolodu oraz o dynamice wewnętrznych procesów glacialnych. Najwyższy stopień zaokrąglenia ziarn według W.C. Krumbeina (1941) zapisał się w niektórych osadach fluwioglacjalnych ($>0,6$), szczególnie w gruboklastycznych lub leżących w stropie klifu. Według skali M.C. Powersa (1953) średnie zaokrąglenie osadów w klifie mieści się w przedziałach 0,35-0,49 (*subrounded*) oraz 0,49-0,70 (*rounded*). Porównując skuteczność oceny stopnia obróbki ziarn metodą W.C. Krumbeina (1941) i M.C. Powersa (1953) na podstawie wyników badań w obrębie klifu można stwierdzić, że pierwsza metoda znacznie lepiej je różnicuje. Zdaniem J. Goździka (1980) skala W.C. Krumbeina (1941) bardziej nadaje się do oceny zaokrąglenia ziarn o wyższym stopniu obróbki ze względu na jej konstrukcję i większą ilość klas.

Zawartość CaCO_3 w osadach klifu jest zróżnicowana, ale w większości osadów dość wysoka. W glinach lodowcowych wynosi średnio ok. 7%. Miejscami w glinie pojawiają się strefy znacznego nagromadzenia węglanu wapnia pod postacią konkrecji, nacieków oraz warstw, gdzie jego zawartość przekracza 30%. Węglanowość osadów fluwioglacjalnych waha się od 0% do 12%, co uzależnione jest od położenia osadu i stopnia ich przemywania. Przy czym najwyższe wartości notowane są w osadach gruboklastycznych, z powodu znacznej zawartości materiału lokalnego. W podobnym zakresie mieści się zawartość CaCO_3 dla osadów zbiornikowych.

Badania petrograficzne żwirów wykonane przez P. Czuble (2001) pozwoliły na określenie obszarów alimentacyjnych lądolodu warciańskiego oraz zrekonstruowanie trasy strumienia lodowego, który dotarł na obszar zbiornika Jeziorsko. Ustalił on, że największe znaczenie miał alandzko-fiński obszar źródłowy, mniejsze obszar Dalarna, a niewielkie Uppland, Skania, Småland oraz centralna i zachodnia część Bałtyku. Pierwotne miejsce wypływu strumienia lodowego mieściło się na północny zachód od Botniku Południowego, a prawe skrzydło erodowało obszar Dalarna. Następnie lądolód przemieszczał się zachodnim skrajem depresji bałtyckiej, a na obszar Polski nasunął się od środkowego wybrzeża. W lobie południowowielkopolskim ważną drogę rozprzestrzeniania się lądolodu stanowiła dolina Warty, na co zwrócił uwagę T. Krzemiński (1974, 1997), Z. Rdzany (2009) i Z. Rdzany i in. (2013). Zdaniem Z. Rdzanego (2009) transgresja lądolodu warciańskiego postępowała po osadach zbiornikowych, które ułatwiały poślizg lądolodu i wpływały na przyspieszenie jego

ruchu. O obecności tego typu osadów na obszarze zbiornika Jeziorsko donosi również E. Miziołek (1988). Pomiar orientacji dłuższych osi klastów w glinie lodowcowej wykazał znaczną koncentrację ich ułożenia. Średni wektor wypadkowy wynosi 345° i świadczy o przemieszczaniu się strumienia lodowego z kierunku NNW na SSE, co pokrywa się z wynikami jakie otrzymała H. Klatkowa (1993). W osadach zaznacza się dominacja dystalnego nachylenia klastów może być tłumaczona kierunkiem nacisku lądolodu, wpływem obecności elewacji podłoża mezozoicznego lub postsedymentacyjnym przemieszczeniem osadów.

Przejawy oscylacji czoła lądolodu podczas fazy recesyjnej zlodowacenia warty w okolicach zbiornika Jeziorsko zostały odnotowane przez H. Klatkową (1993), M. Załobę (1993, 1996), M. Załobę i P. Czublę (1994, 1995), M. Załobę i J. Kamińskiego (1999), J. Czyża i in. (2008), Z. Rdzanego (2009). Dowody na potwierdzenie tej tezy można zaobserwować w osadach klifu zbiornika, gdzie występują dwa poziomy gliny lodowcowej warciańskiej, rozdzielone miększym pokładem osadów zbiornikowych i fluwioglacjalnych. Z. Rdzany (2009) wyróżnił trzy pomaksymalne nasunięcia lądolodu warciańskiego i nadał im rangę subfaz. Na wykształcenie osadów badanego obszaru największy wpływ wywarła subfaza neru. Podczas niej lądolód również posuwał się po osadach zbiornikowych. Osady te cechują się dużym rozpowszechnieniem i zmiennością na badanym obszarze, co świadczy o istnieniu kilku oddzielnych zbiorników o różnych warunkach sedymentacyjnych. W osadach odsłaniających się w klifie zapisała się obecność zbiorników proglacjalnych i terminoglacjalnych. Napływ lądolodu subfazy neru cechował się prawdopodobnie znaczną dynamiką i mógł mieć charakter szarży. O możliwości jej występowania podczas oscylacji lądolodu donosili m. in. M. Załoba (1993, 1996), M. Załoba i P. Czubla (1994, 1995), M. Załoba i J. Kamiński (1999), J. Czyż i in. (2008), Z. Rdzany (2009). Za potwierdzeniem obecności szarż przemawia obecność licznych deformacji glacitektonicznych o znacznych rozmiarach i wergencji południowej. Co wskazuje na obecność silnego nacisku z kierunku nasuwania lądolodu.

Podczas zlodowacenia warty na obszarze zbiornika Jeziorsko lądolód miał prawdopodobnie ciepły reżim termiczny. Świadczy o tym obecność plastycznych deformacji glacitektonicznych w obrębie osadów klifu oraz bardzo duży udział wód glacialnych, których śladem są liczne wypełnienia kanałów sub-, in- i supraglacjalnych. Materiał transportowany był w nich w warunkach wysokoenergetycznych przepływów. H. Klatkowa (1993) zaobserwowała struktury gliny subakwatywnej, co dowodzi występowaniu zbiorników glacialimnicznych, prawdopodobnie pod spągami lądolodu. Ich spływy spowodować mogły

katastrofalne powodzie glacialne o charakterze jökulhlaupów. Na ich obecność na badanym obszarze wskazywał Z. Rdzany (2008, 2009). Dowodem na ich występowanie są warstwy tłoku gładowego występujące w osadach odsłaniających się w klifie. Wielkość gładów świadczy o dużej energii przepływu, którego prędkość wynosić mogła powyżej 5-7 m/s. Podczas tych spływów wody miały bardzo dużą siłę erozyjną, której podlegało podłoże mezozoiczne oraz transportowany materiał. Prawdopodobnie do takich zdarzeń katastrofalnych dochodziło podczas transgresji i regresji lądolodu subfazy nery.

Badany obszar według T. Krzemińskiego (1997) objęty był strefą deglacjacji arealnej, jednak widział on również cechy aktywności żywego lądolodu. W obrębie osadów budujących wysoczyznę, a odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko nie zaobserwowano przejawów na obecność deglacjacji arealnej. Odsłaniające się osady oraz formy, a także znaczna koncentracja ułożenia klastów w górnej partii gliny lodowcowej przemawia raczej za frontalnym zanikiem lądolodu.

Zmiany nacisku na podłoże podczas glacji i deglacjacji lądolodu warciańskiego mogły spowodować ożywienie procesów tektonicznych, które wpłynęły prawdopodobnie w dużym stopniu na pionowe przemieszczenie osadów i przyczyniły się do powstania deformacji. Spowodowały również wykształcenie się odcinka przełomowego doliny Warty. O ich wpływie na obecny stan osadów oraz rzeźby terenu donosili m. in. M. Załoba (1992), M. Załoba i P. Czuba (1994, 1995), M. Załoba i J. Kamiński (1999). Ich znaczenie odnotował również Z. Rdzany (2008, 2009), który ponadto stwierdził, że pewną rolę odgrywać mogły również wstrząsy sejsmiczne. Potwierdzeniem aktywności tektonicznej na badanym obszarze jest bardzo duża zmienność osadów wzdłuż klifu, których pierwotne położenie uległo pionowym przemieszczeniom.

W schyłkowej części zlodowacenia na przedpolu lądolodu zapisał się erozyjna działalność wód roztopowych, szczególnie w dolinie Warty. Na wysoczyznach powstawały liczne rynny erozyjne, w których niekiedy przepływ osiągał wymiary katastrofalne. W osadach zapisała się również akumulacja stożków napływowych oraz osadów glacialimnicznych zbiorników proglacialnych.

Geneza współczesnego systemu dolinnego występującego na badanym obszarze została zrekonstruowana przez Z. Żyndulę (1987), H. Klatkową i M. Załobę (1991) oraz J. Forysiaka (2005). Podczas zlodowacenia warty odpływ wód proglacialnych odbywał się w kierunku SE. Podczas deglacjacji na skutek wzmożonej erozji rozcięciu uległy osady glacialne w obrębie doliny i powstała schyłkowowarciańska seria rzeczna. Utworzył się system dolin marginalnych, które odpowiedzialne były za rozczłonkowanie wysoczyzn na

oddzielne kępy. W literaturze występuje pod nazwą Prawarta. Po odblokowaniu odpływu wód nastąpiło odwrócenie jego kierunku na N i NW zgodnie ze spadkiem terenu. Początkowo w vistulianie koryto Warty miało charakter roztokowy, a do systemu włączone były doliny Teleszyny i Jadwichny-Pichny. Zostały one odłączone na skutek neotektonicznego podnoszenia się terenu na przełomie górnego plenivistulianu i późnego vistulianu. Odłożeniu uległy typowe serie fluwialne: wczesno-, pleni- i późnovistuliańska.

W okresie postwarciańskim w osadach klifu odnotowała się działalność procesów denudacyjnych i erozyjnych. Na wysoczyznach powstawały dolinki denudacyjne i rozcięcia erozyjne, które uległy następnie wypełnieniu. J. Twardy i J. Forysiak (2002) oraz J. Twardy (2008) stwierdzili obecność diamiktonu rolnego w obrębie wypełnień, co dowodzi wpływowi antropopresji na wykształcenie niektórych form i osadów klifu.

Współczesne procesy zachodzące na wybrzeżu klifowym zbiornika Jeziorsko wywołane są przeważnie przez abrazję i powodują cofanie się klifu. Tempo jego degradacji pomierzone i przedstawione zostało przez H. Kaczmarek i S. Tyszkowskiego (2009) i H. Kaczmarek (2010a, 2010b). Dowiedli oni, że w latach 1991-2009 klif cofał się z prędkością od 0,26 do 1,39 metrów w ciągu roku, co spowodowało przesunięcie się ściany o od 4,6 do 25,1 metrów. Spośród powszechnie występujących w obrębie klifu ruchów masowych wyróżnić można osuwiska, obrywy i osypywanie. Po wystąpieniu opadów dochodzi również często do spływów uwodnionego osadu.

Zestawienie wyników badań, syntetyczna analiza istniejącej literatury oraz wcześniejsze podsumowanie skłaniają autorkę do próby przedstawienia bardziej konkretnych wniosków końcowych:

1. Wykształcenie osadów czwartorzędowych i rzeźby terenu okolic zbiornika Jeziorsko uzależnione jest w dużym stopniu od morfologii stropu utworów mezozoicznych.
2. W klifie zbiornika Jeziorsko odsłaniają się osady warciańskie oraz lokalnie postwarciańskie, przy czym dominująca część osadów powstała w fazie recesyjnej zlodowacenia. Noszą one ślady przewagi akumulacji i erozji bardzo aktywnego lądolodu.
3. Transgresja lądolodu na obszar zbiornika Jeziorsko nastąpiła z kierunku NNW. Ślizg denny lądolodu ułatwiony był przez występujące na przedpolu osady zbiornikowe. W dolinie Warty uformował się strumień lodowy, który mógł charakteryzować się większą dynamiką i ciepłym reżimem termicznym.
4. W osadach odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko widoczne są przejawy oscylacyjnego charakteru recesyjnej fazy zlodowacenia warty. Podczas deglacjacji doszło do

uaktywnienia strumienia lodowego i pomaksymalnego nasunięcia się lądolodu. Oscylacja ta została nazwana subfazą neru a jej ranga klimatystatygraficzna nie została do końca ustalona. Lądolód w jej trakcie przemieszczał się po osadach zbiornikowych z kierunku NNW i nie pozostawił ciągłej warstwy gliny lodowcowej. Ruch lodowca był dynamiczny i mógł mieć okresowo charakter szarży, która spowodowała powstanie licznych deformacji glaciektonicznych

5. Na przedpolu lądolodu przed nasunięciem subfazy neru na obszarze zbiornika Jeziorsko funkcjonowały liczne zbiorniki terminoglacjalne i proglacjalne. W osadach zapisały się ślady prądów turbidytowych i napławiania oraz obecność rocznie laminowanych osadów zastoiskowych.

6. Na obszarze zbiornika Jeziorsko lądolód podczas oscylacji miał ciepły reżim termiczny i dobrze rozwinięty system drenażowy. W jego obrębie występowały liczne kanały glacialne o dużej sile erozyjnej, a w spągu występowały prawdopodobnie zbiorniki glacialimniczne. Ślady ich spływów zapisały się w klifie obecnością miąższych warstw dobrze obrobionego tłoku głazowego. Przepływ osiągał wtedy wymiary katastrofalne, a spływy wód mogły mieć charakter jökulhlaupów.

7. W obrębie osadów klifu zbiornika Jeziorsko dominującym typem ziarn kwarcu są ziarna pośrednie. Nie odnotowuje się w nich śladów obecności warunków sprzyjających rozwojowi procesów eolicznych.

8. Lądolód charakteryzował się dość znaczną siłą erozyjną, o której świadczy obecność kier osadów mezozoicznych oraz plejstoceńskich w utworach glacialogenicznych oraz znaczny udział ziarn pękniętych, szczególnie w glinach lodowcowych.

9. Końcowy etap deglacjacji lądolodu na obszarze zbiornika Jeziorsko miał najprawdopodobniej charakter frontalny. Obecność form kemowych w niedalekiej odległości od zbiornika świadczy o znacznej zmienności warunków podczas zaniku lądolodu. Na przedpolu lądolodu odbywał się odpływ wód roztopowych, które formowały niekiedy rynny erozyjne oraz akumulacja w zbiornikach proglacialnych.

10. Po ustąpieniu lądolodu na skutek rozładowania naprężeń związanych z jego naciskiem dochodziło do uaktywnienia procesów tektonicznych odpowiedzialnych za pionowe przemieszczanie osadów klifu.

11. Okres postwarciański odznaczył się przede wszystkim działalnością procesów fluwialnych, które doprowadziły do utworzenia współczesnej doliny Warty. Wytworzenie węzła dolinnego odpowiedzialne było za rozczłonkowanie wysoczyzn na odrębne kępy. Powierzchnie wysoczyzn nie uległy w tym okresie znacznej modyfikacji, miejscami zostały

rozcięte przez dolinki denudacyjne, które uległy następnie wypełnieniu. Na przypowierzchniową warstwę osadów pewien wpływ wywarła również działalność człowieka.

12. Współcześnie w obrębie wybrzeża klifowego zachodzą powszechnie ruchy masowe oraz splukiwanie. Abrazja zachodząca w zbiorniku powoduje stałe cofanie się klifu. Od powstania zbiornika niektóre odcinki jego brzegu uległy przesunięciu o ponad 25 metrów, co świadczy o niezwykłej jego dynamice.

13. W wykształceniu obecnego stanu osadów odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko prawdopodobnie dużą rolę odegrały procesy ekstremalne takie jak: katastrofalne powodzie glacialne i wysokoenergetyczne przepływy, wstrząsy tektoniczne, silne deformacje glacitektoniczne i ruchy masowe.

Pomimo licznych badań przeprowadzonych w obrębie wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko, odsłonięcie to może dostarczyć jeszcze wielu informacji, szczególnie z zakresu paleogeografii glacialnej. Szczegółowa rekonstrukcja zdarzeń podczas zlodowacenia warty jak określenie dokładniejszej rangi, czasu trwania oscylacji lądolodu oraz warunków panujących w tym czasie wymaga dalszych badań. Rozmaitość osadów, form i struktur odsłaniających się w obrębie klifu zbiornika Jeziorsko sprawia, że jest ono ciekawym i perspektywnym stanowiskiem badawczym.

Literatura

- Allmendinger R. W., Cardozo N., Fisher D. M., 2001, *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*, Cambridge University Press, ss. 302.
- Banach M., Grobelska H., 2003, *Stan dynamiki brzegów zbiornika Jeziorsko*, Słupskie Prace Geograficzne, 1, Wydawnictwo Naukowe Akademii Pomorskiej, s. 91–106.
- Baraniecka M. D., 1975, *Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Nizy Polskiego*, Biul. Inst. Geol., 288, 16, s. 5-97.
- Białousz S., Skłodowski P., 2007, *Ćwiczenia z gleboznawstwa i ochrony gruntów*, Oficyna wydawnicza PW, Warszawa, ss. 134.
- Bluck B. J., 1967, *Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in significance of bedding*, Scott. J. Geol., 3, s. 139-167.
- Brodzikowski K., 1992, *Rola i zakres sedymentologicznych badań litofacjalnych we współczesnej geologii i geomorfologii i geomorfologii glacialnej.*, Materiały Letniej Szkoły Sedymentologicznej. Problemy sedymentacji glacialimnicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, UŁ, s. 7-53.
- Buraczyński Z., 1986, *Badania geologiczno-inżynierskie (na zbiorniku Jeziorsko)*, „Gospodarka Wodna”, 8, SCKGW, s. 185–287.
- Czarnecki L., Goździk J., 2008, *Landslides in Łódź Region* [in:] Jokiel P. (ed.), *Extreme phenomena and exceptional events in Central Poland*, “Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica Physica”, z. 8, s. 165–183. DOI: 11089/2904.
- Cailleux A., 1942, *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*, Mm. Soc. Géol. De France, 4 des galets, Universidade de Brasil, Curso de Altos Estudos Geográficos, Rio de Janeiro.
- Czubla P., 2001, *Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne*, Acta Geogr. Lodz., nr 80, ss. 174.
- Czubla P., Załoba M., 1995, *Examples of deformation structures in deposits of different ages in the vicinity of the Uniejów Basin and the eastern part of the Turek Plateau* [w:] Klatkova H. (red.) *The cold Warta Stage*, “Acta Geogr. Lodz., nr 68, s. 197– 212.
- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkova H., 2004, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000*, Arkusz Dobra, PIG, Warszawa

- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkova H., 2008, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*, Arkusz Dobra, PIG, Warszawa, ss. 43.
- Dadlez R., Marek S., 1974, *Polska północno-zachodnia i środkowa. Uwagi ogólne* [w:] *Budowa Geologiczna Polski*, t. 4, cz. 1, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- De Geer G., 1912, *A geochronology of the last 12,000 years*. Proceedings of the International Congress, Stockholm (1910) 1, s. 241-257.
- De Geer G. 1926, *On the solar curve as dating the ice age, the New York Moraine and Niagara Falls Through the Swedish Timescale*, Geografiska Analer, H. 4. Stockholm.
- Dzieduszyńska D., Kittel P., 2012, „Basen uniejowski – historia i stan badań paleogeograficznych w Uniwersytecie Łódzkim, „Biuletyn Uniejowski”, 1, Wydawnictwo UŁ, s. 190-203.
- Forysiak J., 2005, *Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty*, Acta Geogr. Lodz., nr 90, ss. 116.
- Gilewska S., 1986, *Podział Polski na jednostki geomorfologiczne*, Przegląd Geograficzny, 58 (1-2), s. 16-40.
- Goslar T., 1995, *Rocznie laminowane osady jeziorne* [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. PIG, Komitet Badań Czwartorzędu, UW, s. 236-248.
- Goździk J., *Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych* [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, PIG, UW, Komitet Badań Czwartorzędu, s. 115-130.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Zarys Sedymentologii*, WG, Warszawa, ss. 628.
- Hjulström F., 1935, *Studium of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris*, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 25, s. 221-527.
- Jania J., 1993, *Glacjologia, Nauka o lodowcach*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, ss. 359.
- Kaczmarek H., 2010a, *Analiza zdjęć lotniczych oraz wyników pomiarów geodezyjnych w badaniach dynamiki strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych – zbiornik Jeziorsko, rzeka Warta*, „Landform Analysis”, 13, s. 19–26.
- Kaczmarek H., 2010b, *Development of the shore zone of the Jeziorsko reservoir (the Warta river, central Poland)*, „Geomorphologia Slovaca et Bohemica”, 1, s. 16–24.

- Kaczmarek H., Tyszkowski S., 2009, *The use of the aerial and ground photogrammetry in the Jeziorsko Reservoir shore zone monitoring (the Warta river, central Poland)*, "Geomorphologia Slovaca et Bohemica", 2, s. 7–12.
- Kasprzak L., 2003, *Model sedymentacji łądogłodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geografia, 66, ss. 216.
- Kenig K., 2009, *Litologia glin morenowych na niżu polskim – podstawowe metody badawcze*, Biuletyn PIG, 437, s. 1-58.
- Khan Z. A., Tewari R. C., 2011, *Paleochannel and paleohydrology of a Middle Siwalik (Pliocene) fluvial system, northern India*, J. Earth Syst. Sci., 120, 3, s. 531-543.
- Klaczyńska-Przyjemska K., 1973, *Metoda geochronologiczna w badaniach czwartorzędowych Polski na podstawie ilów warwowych* [w:] Rühle E. (red.) Czwartorzęd. Wyd. Geologiczne, Warszawa, s. 289-298.
- Klatkova H., 1972, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*, Acta Geogr. Lodz., nr 28, ss. 220.
- Klatkova H., 1992, *Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w Środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych* [w:] Klatkova H. (red.), *Geologiczne i geomorfologiczne świadectwa zlodowacenia warciańskiego w Polsce Środkowej*, Acta Geogr. Lodz., nr 63, s. 39–79.
- Klatkova H., 1993, *Niektóre cechy glacialne osadów warty w środkowej Polsce* [w:] Klatkova H. (red.), *Problemy paleogeografii i stratygrafii zimnego piętra Warty w Polsce*, Acta Geogr. Lodz., nr 65, s. 99–140.
- Klatkova H., 1996, *Elementy glacialne w budowie geologicznej i rzeźbie pod-łódzkiej części Środkowej Polski* [w:] Klatkova H. (red.), *Przejawy glacialne w Polsce Środkowej*, Acta Geogr. Lodz., nr 72, s. 7–103.
- Klatkova H., Załoba M., 1990, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Warta*, PIG, Warszawa.
- Klatkova H., Załoba M., 1991, *Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego* [w:] Stankowski W. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek*, Instytut Badań Czwartorzędu, Poznań, s. 33–44.
- Klatkova H., Załoba M., 1992, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Warta*, PIG, Warszawa, ss. 40.

- Kondracki J., 2001, *Geografia regionalna Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN SA, Warszawa, ss. 441.
- Krumbein W. C., 1941, *Measurement and geological significance of shape and rounded of sedimentary particles*, J. Sedim. Petrol., 11.
- Krzemiński T., 1974, *Geneza młodoplejstoceńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty*, Acta Geogr. Lodz., nr 33, ss. 171.
- Krzemiński T., 1997, *Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 1, s. 47-65.
- Labus M., Labus K., 2012, *Podstawy geologii strukturalnej I kartografii geologicznej*, Wyd. Politechniki Śląskiej, ss.200.
- Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K., Larsen E., Möllej P., 2006, *Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modeling*, Boreas, 35, s. 539-575.
- Lindner L., 2005, *Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięg zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowozachodniej Polski*, Przegląd Geologiczny, 53, s. 145-150.
- Lindner L., Marks L., 1993, *Cykliczność zmian klimatycznych podstawą stratygrafii plejstocenu*, Przegląd Geologiczny, 5, s. 329-330.
- Lindner L., Marks L., 1995, *Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich*, Przegląd Geologiczny, 43, 7, s. 591-594.
- Ber A., Lindner L., Marks L., 2007, *Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski*, Przegląd Geologiczny, 55, 2, s. 115-118.
- Maizels J. K., 1983, *Proglacial channel system: change and thresholds for change over long, intermediate and short time scales*, Int. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ., 6, s. 251-266.
- Manikowska B., 1985, *Struktura płytkowo-blokowa glin zwałowych okolic Łodzi jako świadectwo wieloletniej zmarzliny* [w:] Klatkova H. (red.) Z badań osadów czwartorzędowych w Polsce środkowej, Acta Geogr. Lodz., nr 50, s. 7-20.
- Marek S., 1977, *Sytuacja geotektoniczna* [W:] Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło-Ponętów-Pabianice), Instytut Geologiczny, Prace, Tom LXXX, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 7-11.
- Mathews W. H., 1974, *Surface profiles of the laurentide ice sheet in its marginal areas*, Journal of Glaciology, 13, 7, s. 37-43.

- Miziołek E., 1988, *Właściwości litologiczne i surowcowe osadów zastoiskowych w regionie łódzkim*, Acta Geogr. Lodz., nr 58, ss. 124.
- Mojski J. E., 2005, *Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, ss. 404.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 2001, *Wybrane cechy sedimentologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie otworów Galumin 1, Kozły K-1, Niskowizna i Olszewo Węgorzewskie* [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.) *Eolizacji osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Wyd. UW, Warszawa, s. 43-58.
- Niewiarowski W., 1971, *Ułożenie kamieni w utworach morenowych ostatniego lądolodu na terenie Dolnego Powiśla*. Zeszyty Nauk. UMK, Toruń, Nauki Mat.-Przyr. 26, Geografia VIII, s. 31-49.
- Nemec W., Muszyński A., 1984, Volcaniclastic alluvial aprons in the tertiory of Sofia district (Bulgaria), *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 52, 1/4, Kraków, s. 239-303.
- Obiekty geoturystyczne w regionie łódzkim*, 2011, Urząd Marszałkowski w Łodzi, Departament Kultury Fizycznej, Sportu i Turystyki (red.), Łódź
- Orłowski W., 1999, *Techniczna charakterystyka zbiornika retencyjnego Jeziorsko na Warcie* [w:] Przedwojski B. i in. (red.), *Eksploracja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych na przykładzie zbiornika Jeziorsko* (konferencja naukowo-techniczna), Wydawnictwo Akademii Rolniczej, Poznań, s.7-17.
- Paluszkiewicz R., 1998a, *Wykształcenie osadów rytmicznie warstwowanych w obrębie zastoiska złocienieckiego na Pojezierzu Drawskim*. III Seminarium Geneza, Litologia i Stratygrafia Utworów Czwartorzędowych. Streszczenia referatów i opisy posterów, Poznań, s. 90-92.
- Paluszkiewicz R., 1998b, *Struktury deformacyjne warwitów na przykładzie stanowiska Przewłoki (Pomorze Zachodnie)* [w:] Kostrzewski A. (red.) *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocénskiego zlodowacenia półkuli północnej*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 167-180.
- Rdzany Z., 2008, *Procesy ekstremalne w zapisie osadów i form warciańskich regionu łódzkiego*, „Landform Analysis”, 8, s. 65-68.
- Rdzany Z., 2009, *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim*, Wydawnictwo UŁ, Łódź, ss. 310. Rdzany Z., Szmidt A., Tarnawska K., 2013, *Rola*

- procesów glacialnych w kształtowaniu rzeźby południowego obrzeżenia Kotliny Kolskiej*, „Biuletyn Uniejowski”, 2, Wydawnictwo UŁ, s. 5–22.
- Richter K., 1936, *Gefugestudien im Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten*, Ztschr. F. Gletscherkunde, 24.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1998, *Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy* [w:] Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedimentacyjne oraz postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich znaczenie diagnostyczne*, UW, s. 13-37.
- Rutkowski J., 1995, *O niektórych strukturach kierunkowych i sposobach ich przedstawiania* [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. PIG, Komitet Badań Czwartorzędu, UW, s. 204-218.
- Salamon T., 2012, *Rekonstrukcja kierunków ruchu lodu w obrębie lobu górnej Odry*, Przegląd Geologiczny, 60, nr 10, s. 539-545.
- Stankowski W., 1996, *Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania*, Geologos 1, Poznań, s. 149-157.
- Sundborg Å., 1956, *The river Klarälven: a study of fluvial processes*, Geograf. Ann., 38, s. 125-316.
- Szewczyk G., 2007, *Zbiornik Jeziorsko*, Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej, Poznań, ss. 21.
- Twardy J., 2002, *Stanowisko Brodnia. Przeobrażenia form rzeźby drobnopromiennej na prawym stoku doliny Warty pod wpływem denudacji agrotechnicznej* [w:] Turkowska K., Dzieduszyńska D. (red.), *Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym wistulianie i holocenie*, Materiały konferencyjne, 25–27.09.2002, Łódź–Uniejów, s. 81–88.
- Twardy J., 2008, *Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji*, Wydawnictwo UŁ, Łódź, ss. 292.
- Twardy J., Forysiak J., 2002, *Stanowisko Siedlątków. Przemiany bilansu denudacyjnego niecki stokowej w warunkach antropopresji* [w:] Turkowska K., Dzieduszyńska D. (red.), *Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym wistulianie i holocenie*, Materiały konferencyjne, 25–27.09.2002, Łódź–Uniejów, s. 40–46.

- Widera M., Ćwikliński W., Janaszek W., Świgoń A., 2003, *Nowe dane o budowie geologicznej okolic zbiornika wodnego Jeziorsko i jego wpływie na otoczenie*, Streszczenia referatów PTG, Oddział Poznański, XII, Poznań, s. 43–60.
- Widera M., Włodarski W., 2009, *Stanowisko Jeziorsko* [w:] Widera M. (red.), *Geologia kenozoiku Niżu Polskiego. Przewodnik do ćwiczeń terenowych z geologii kenozoiku i geomorfologii*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 151–156.
- Williams E. A., Ford M., Vergés J., Artoni A., 1998, *Alluvial grave sedimentation in a contractional growth setting, Sant Llorenç de Morunys, southeastern* [in:] Mascle A. et al. (eds.) *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Geological Society Special Publications, 134, s. 69-106.
- Wojtanowicz J., 2004, *Złodowacenie warty w Polsce. Pozycja i podział stratygraficzny* [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.) *Złodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, s. 13-25.
- Woronko B., 2001, *Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych* [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.) *Eolizacji osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Wyd. UW, Warszawa, s. 33-38.
- Załoba M., 1992, *Przejawy dynamiki podłoża w geologicznym i morfologicznym kształtowaniu wybranego odcinka doliny środkowej Warty* [w:] Geologiczne i geomorfologiczne świadectwa złodowacenia warciańskiego w Polsce Środkowej, *Acta Geogr. Lodz.*, nr 63, s. 107–116.
- Załoba M., 1993, *Siedlętków. Profil osadów glacygenicznych na tle budowy geologicznej i paleogeologicznej basenu uniejowskiego*, Przewodnik Terenowy Konferencji „Stratygrafia i paleogeografia złodowacenia warty”, 28.09.–01.10.1993, Łódź, s. 5–11.
- Załoba M., 1996, *Ślad oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prosnę* [w:] Klatkowska H., Turkowska K. (red.), *Poligeneza rzeźby w Polsce*, *Acta Geogr. Lodz.*, 71, s. 275–287.
- Załoba M., Czubla P., 1994, *Siedlętków site. Profile of the glacygenic deposits against the background of geology and paleogeography of the Uniejów Basin. Glacitectonic structures*, INQUA-SEQS, Symposium „The Cold Warta Stage – Lithology, Palaeogeography, Stratigraphy”, Excursion Guide Book, Łódź, s. 21–29.

- Załoba M., Kamiński J., 1999, *Przykład struktur glacytektonicznych odsłaniających się w klifie zbiornika „Jeziorsko”* [w:] Jakóbczyk-Gryszkiewicz J., Kłysik K. (red.), *Nauki geograficzne a edukacja społeczeństwa*, t. 2, Region Łódzki, Materiały XLVIII Zjazdu PTG, 09–11.09.1999, Łódź, s. 227–230.
- Zieliński T., 2003, *Czy możliwa jest identyfikacja środowiska glacialnego na podstawie kryterium litologicznego?* [w:] Harasimiuk M., Terpiłowski P. (red.) *Analizy sedimentologiczne osadów glacygenicznych*. Wyd. UMCS, Lublin, s. 95-104.
- Zieliński T., Lewandowski J., 1990, *Analiza sedimentologiczna osadów kopalnej doliny Białej Przemszy na Wyżynie Śląskiej*. Biuletyn PIG, 364, s. 127-160.
- Zieliński T., Pisarska-Jamroży M., 2012, *Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie?*, *Przegląd Geologiczny*, 60, nr 7, s. 387-397.
- Żyndul Z., 1987, *Ewolucja doliny Warty w świetle przekroju geologicznego "Jeziorsko"*, „*Folia Geographica*”, 8, s. 75–103.

Spis rysunków

- Rys. 1. Położenie zbiornika Jeziorsko na tle podziału fizycznogeograficznego Polski wg Kondrackiego (2001)
- Rys. 2. Mapa topograficzna okolic zbiornika retencyjnego Jeziorsko
- Rys. 3. Mapa dokumentacyjna obszaru badań w miejscowościach Siedlątków, Popów i Brodnia
- Rys. 4. Szkic stropu osadów mezozoiku okolic zbiornika Jeziorsko
- Rys. 5. Szkic powierzchni podczwartorzędowej okolic zbiornika Jeziorsko
- Rys. 6. Utwory powierzchniowe okolic zbiornika Jeziorsko
- Rys. 7. Profil oraz wyniki badań wybranych cech osadów odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko w stanowisku Siedlątków 1
- Rys. 8. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w stanowisku Siedlątków 2
- Rys. 9. Siedlątków 3. Szkic odsłonięcia
- Rys. 10. Profil oraz wyniki badań wybranych cech osadów odsłaniających się w klifie zbiornika Jeziorsko w stanowisku Siedlątków 3
- Rys. 11. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w stanowisku Siedlątków 4.
- Rys. 12. Położenie zbiornika Jeziorsko na tle maksymalnego zasięgu zlodowacenia warty
- Rys. 13. Siedlątków. Orientacja dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych

- Rys. 14. Siedlątków. Rozkład wielkości upadów dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych
- Rys. 15. Popów. Orientacja dłuższych osi klastów w glinach
- Rys. 16. Popów. Rozkład wielkości upadów dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych
- Rys. 17. Brodnia. Orientacja dłuższych osi klastów w glinach
- Rys. 18. Brodnia. Rozkład wielkości upadów dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych
- Rys. 19. Przewidywana miąższość lądolodu (m) w trakcie maksymalnego rozwoju zlodowacenia warty oraz kierunek ruchu strumienia lodowego na podstawie orientacji dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych klifu zbiornika Jeziorsko
- Rys. 20. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w glinie lodowcowej dolnej odsłaniającej się w obrębie wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko
- Rys. 21. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w glinie lodowcowej górnej odsłaniającej się w obrębie wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko
- Rys. 22. Stopień obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu w osadach glacyfluwialnych odsłaniających się w obrębie wybrzeża klifowego zbiornika Jeziorsko
- Rys. 23. Położenie zbiornika Jeziorsko na tle zasięgów nasunięć pomaksymalnych w czasie deglacjacji zlodowacenia warty

Spis fotografii

- Fot. 1. Siedlątków. Prawdopodobnie kra osadów mezozoicznych odsłaniająca się u podnóża klifu
- Fot. 2. Siedlątków. A – glina lodowcowa górna, B – glina lodowcowa dolna
- Fot. 3. A – Siedlątków. Łuskowe ułożenie osadów piaszczysto-żwirowych, wysokość odsłonięcia ok. 3 m, B – Popów. Uskok w obrębie osadów zbiornikowych.
- Fot. 4. A – Siedlątków. Osady mułkowo-piaszczyste przewarstwione laminami ilastymi pokrywające warstwowane piaski, B – Popów. Izolowany klast żwirowy typu „dropstone” w zastoiskowych osadach mułkowo-ilastych
- Fot. 5. A – Siedlątków. Porwak piasków gruboziarnistych o zachowanej strukturze w utworach glacyfluwialnych, B – Brodnia. Inkorporacja piasków w glinie
- Fot. 6. Największe osuwisko w obrębie strefy brzegowej zbiornika Jeziorsko - widok od S
- Fot. 7. Siedlątków 1. A – wypełnienie rynny erozyjnej rozcinającej poziom gliny lodowcowej, B – osady spływu kohezyjnego w osadach piaszczystych, C – żwiry oraz głazy stanowiące wypełnienie prawdopodobnie koryta supraglacjalnego

- Fot. 8. Siedlątków 2. A - Zaburzenie glacitektoniczne osadów w formie diapiru, B – Silnie zaburzone osady górnej części wyciśnięcia, C – Zdeformowana warstwa mułków w otoczeniu gliny lodowcowej, D – Fałd o jądrze gliniastym i wergencji południowej oraz łuskowato ułożone osady glacigeniczne, E – Soczewka utworów piaszczystych wcinająca się w smugowaną glinę lodowcową
- Fot. 9. Siedlątków 2. A – Zaburzenia typu fałdowego w obrębie diapiru w glinie lodowcowej, B – Ukośne pseudo-warstwowanie gliny lodowcowej na północ od wyciśnięcia, C – Warstwa diamiktonu rozdzielająca osady piaszczysto-żwirowe.
- Fot. 10. Siedlątków. A – Rynna erozyjna rozcinająca glinę lodowcową, wypełniona przez osady żwirowo-piaszczyste, pokryte warstwowanymi piaskami oraz osadami zastoiskowymi, B – Poziom wytrąceń węglanowych, C – Zaburzenia w obrębie ilów warwowych
- Fot. 11. Siedlątków. A – rytmicznie warstwowane osady zastoiskowe, B – Spękane otoczaki skał lokalnych tłoku gładzowego wypełniającego rynnę erozyjną, C – Wypełnienie rynny erozyjnej osadami piaszczysto-żwirowymi ze znacznym udziałem gładzów, widoczne struktury spływowe
- Fot. 12. A – Fałd w utworach gliniastych i piaszczysto-mułowych, otoczony współkształtnie warstwą gładzów i żwirów, B – Wyciśnięcie gliny lodowcowej i jej niezgodny kontakt z pakietem żwirów, C – Warstwowane piaski i żwiry stożka usypiskowego
- Fot. 13. Siedlątków. A - Zaburzenia w przebiegu warstwy osadów grubo-klastycznych z dużym udziałem otoczek skał lokalnych (B)
- Fot. 14. Popów. Struktury diapirowe w zbiornikowych osadach mułkowo-ilastych oraz piaskach, pokryte przez osady ablacyjne
- Fot. 15. Siedlątków. A- Silnie zdeformowane rytmicznie warstwowane osady zastoiskowe podścielające glinę lodowcową prawdopodobnie z subfazy neru, B – pochylona warstwa ilów warwowych (miąższość 52 cm) rozdzielająca osady piaszczyste, C – zaburzenia w obrębie struktury osadu
- Fot. 16. Siedlątków. Soczewki i przewarstwienia piaszczyste w spągu gliny lodowcowej, będące śladem odpływu subglacialnego
- Fot. 17. Popów. A - Współczesne obrywy w glinie lodowcowej, B - Brodnia. Zerwy w obrębie klifu zbiornika Jeziorsko

Spis tabel

Tab. 1. Symbole teksturalne i strukturalne kodu litofacyjnego wg T. Zielińskiego i M. Pisarskiej-Jamroży (2012) oraz autorki zastosowane w pracy

Spis załączników

Załącznik 1. Frydrych. M., 2013, *Wybrzeże klifowe zbiornika Jeziorsko i jego znaczenie w badaniach geomorfologicznych i paleogeograficznych*, Acta Universitatis Lodziana, Folia Geographica Physica 12, s. 17-125. DOI: 11089/3263

